



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΑΡΙΣΤΕΙΔΗΣ ΣΤΑΜΑΤΙΑΔΗΣ

ΡΕΥΣΤΑ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΑ ΣΕ ΟΡΥΚΤΑ ΠΗΓΜΑΤΙΤΩΝ

ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

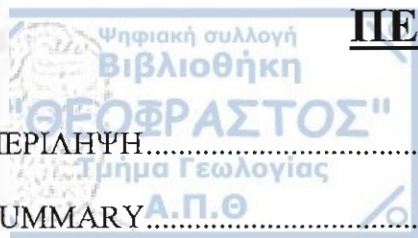
ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2010



Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	6
SUMMARY.....	7
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	9
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	10
1.1 Σερβομακεδονική Μάζα (SMM).....	10
1.2 Περιοδοπική Ζώνη (CRB).....	11
1.3 Πλουτωνίτης Σιθωνίας.....	12
1.4 Γένεση του πλουτωνίτη.....	19
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΡΕΥΣΤΑ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΑ-ΓΕΝΙΚΑ.....	23
2.1 Γενικά στοιχεία.....	23
2.2 Βασικές προϋποθέσεις για τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων.....	27
2.3 Βασικές αρχές χρήσης της μεθόδου μικροθερμομετρίας.....	28
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	29
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΠΗΓΜΑΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΣΙΘΩΝΙΑΣ.....	32
3.1 Γενικά στοιχεία πηγματιτών.....	32
3.2 Πετρογραφία.....	33
3.3 Ορυκτολογία.....	37
3.4 Γεωχημεία.....	55
3.5 Γένεση των πηγματιτών.....	55
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΜΕΛΕΤΗ ΡΕΥΣΤΩΝ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΗΓΜΑΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ.....	58
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	66
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	71

Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου και διεισδύει στα πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας στα ανατολικά, και στα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης, στα δυτικά. Ο προσανατολισμός του Συμπλέγματος έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, δηλαδή παράλληλα με τις ζώνες που βρίσκονται εκατέρωθεν. Η γένεσή του οφείλεται σε ένα γεωτεκτονικό καθεστώς πριν από τη σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών και σχετίζεται με κατάδυση ωκεάνιας πλάκας. Η ηλικία του πλουτωνίτη προσδιορίζεται στο Ηώκαινο, δηλαδή περίπου στα 50 εκ. χρόνια, ενώ έχει υποστεί μετά την κρυστάλλωσή του ένα θερμικό-παραμορφωτικό γεγονός των $300^{\circ}\pm 50^{\circ}\text{C}$, περίπου στα 37 εκ. χρόνια.

Πετρογραφικά αποτελείται από πέντε κύριους τύπους πετρωμάτων : διμαρμαρυγικοί γρανίτες, λευκογρανίτες, συχνά πορφυροειδείς, βιοτιτικοί γρανοδιορίτες, κεροσιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιορίτες, ενώ εμφανίζονται και ορισμένα τμήματα με σύσταση κεροσιλβικών-βιοτιτικών γρανοδιοριτικών τοναλιτών. Ακόμη, εντοπίζονται μικρότερης έκτασης σώματα, όπως απλίτες και πηγματίτες, γρανοδιοριτικοί πορφύρες και χαλαζιοδιοριτικά εγκλείσματα.

Οι πηγματίτες της Σιθωνίας διατρέχουν όλους τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη, καθώς και τα γειτονικά πετρώματα. Η δημιουργία τους οφείλεται σε ένα υπολειμματικό μάγμα, που προέκυψε στα τελευταία στάδια της κλασματικής κρυστάλλωσης του πλουτωνικού σώματος, ενώ μέρος αυτών οφείλει την δημιουργία του στην ανακρυστάλλωση απλιτικών σωμάτων. Αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, μικροκλινή, πλαγιόκλαστο και μοσχοβίτη, ενώ σε μικρότερες ποσότητες εντοπίζονται βιοτίτης και γρανάτης. Τα ορυκτά είναι εμφανώς επηρεασμένα από την κυκλοφορία μεταγενέστερων διαλυμάτων, που οφείλονται στο θερμικό γεγονός που αναφέρθηκε.

Η παρούσα μελέτη ασχολείται με την εξέταση των ρευστών εγκλεισμάτων που βρίσκονται σε ορυκτά των πηγματιτών που διατρέχουν το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας.

Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων έδειξε ότι αυτά ανήκουν στην κατηγορία των δευτερογενών και ψευδοδευτερογενών, ενώ απουσιάζουν τα πρωτογενή εγκλείσματα, πράγμα που πιθανόν οφείλεται στην μεταγενέστερη παραμορφωτική δράση. Όλα τα εγκλείσματα που μελετήθηκαν βρίσκονται σε κρυστάλλους χαλαζία, ενώ δεν παρουσιάζουν την ίδια κατανομή, αφού σε ορισμένα δείγματα δεν παρατηρούνται καθόλου εγκλείσματα.

Η μικροθερμομετρική εξέταση των ρευστών εγκλεισμάτων έδειξε ότι οι θερμοκρασίες ομογενοποίησής τους κυμαίνονται μεταξύ 206° και 375°C, με ένα μέγιστο στους 290°C. Επιπρόσθετα, οι αλατότητες των ρευστών εγκλεισμάτων είναι χαμηλές (0,5-3,1% κ.β. ισοδύν. NaCl), γεγονός που δείχνει πιθανή μετεωρική προέλευση υδάτων. Οι πιέσεις υπολογίστηκαν μεταξύ 0,2-0,9 Kbar, που αντιστοιχούν σε βάθη 0,4-3,5 Km.

SUMMARY

The Sithonia plutonic complex occupies the greatest part of the peninsula and intrudes into the rocks of the Serbomacedonian Massif and the Circum Rhodope Belt. The orientation of the complex is NW-SE, which is parallel to the geotectonical zones on both sides. The complex was formed in a tectonic regime of pre-collision continental plates and is related with a subducted ocean plate. The age of the pluton has been estimated in Eocene, about 50 Ma, while a thermal event of $300^{\circ}\pm 50^{\circ}\text{C}$, has followed its crystallization, approximately at 37 Ma.

Petrographically the complex consists of five main types: two-mica granites, leucogranites, sometimes porphyritic, biotite granodiorites, hornblende-biotite granodiorites, and also some parts with composition of hornblende-biotite granodioritic tonalites. Also, there are small-scale magmatic bodies, such as aplites, pegmatites, granodiorite porphyries and quartz-dioritic enclaves.

The pegmatites of Sithonia intrude all the petrographic types of the pluton and the surrounding metamorphic rocks. Their formation is due to a residual magma that crystallized during the late stages of fractional crystallization of the plutonic body, while part of them was formed from the recrystallization of the aplites. They mainly consist of quartz, microcline, plagioclase, muscovite, while biotite and garnet are found in smaller quantities. The minerals are clearly influenced by the subsequent circulation of the solutions, due to the thermal event reported.

This study deals with the microthermometric analyses of the fluid inclusions found in quartz of the pegmatites which intrude the plutonic complex of Sithonia.

The study of fluid inclusions revealed that they are mainly secondary and pseudosecondary, while primary inclusions are lacking, probably due to subsequent thermal

activity. All the studied fluid inclusions are hosted in quartz, while their distribution varies among the samples.

The microthermometric analyses of the fluid inclusions showed that the homogenization temperatures range between 206° and 375°C, with a maximum at 290°C. The salinities of the fluid inclusions are low (0.5 to 3.1% wt NaCl), suggesting a possible origin of meteoric waters. The pressures were estimated between 0.2-0.9 Kbar, corresponding to depths of 0.4-3.5 Km.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του μαθήματος «Διπλωματική Εργασία» του Η' Εξαμήνου, για τον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας και πραγματεύεται τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων που βρίσκονται στους πηγματίτες που διατρέχουν τα πετρώματα τα οποία αποτελούν το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας. Σκοπός της εργασίας είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τις συνθήκες σχηματισμού και εξέλιξη των πηγματιτικών φλεβών.

Η ανάθεση του θέματος έγινε από τον καθηγητή κ. Γεώργιο Χριστοφίδη και τον λέκτορα κ. Βασίλειο Μέλφο.

Η υπαίθρια έρευνα και η συλλογή των δειγμάτων έγινε το Νοέμβριο του 2008 στην περιοχή μελέτης, ενώ η εργαστηριακή έρευνα περιλάμβανε τη μικροσκοπική και μικροθερμομετρική ανάλυση των δειγμάτων, που έγινε στο εργαστήριο μελέτης ρευστών εγκλεισμάτων του τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Γεώργιο Χριστοφίδη για την ανάθεση του θέματος και την εμπιστοσύνη του. Ιδιαίτερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον λέκτορα κ. Βασίλη Μέλφο για την επίβλεψη του στην πραγματοποίηση αυτής της εργασίας, που περιλάμβανε την βοήθειά του στην συλλογή των δειγμάτων, την κατασκευή των λεπτών και των στυλπνών τομών, την υπόδειξη βιβλιογραφικών πηγών, την καθοδήγησή του στην μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων και τη επίλυση οποιασδήποτε απορίας. Τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Αντώνη Κορωναίο θα ήθελα να ευχαριστήσω για τις υποδείξεις του όσον αφορά στην οπτική μελέτη. Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω την υποψήφια διδάκτορα του τμήματος Γεωλογίας Κυριακή Πιπερά για τη βοήθειά της και τις υποδείξεις της κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας, για την παροχή των δειγμάτων STH-5 και STH-6 και για την υπόδειξη βιβλιογραφίας και χαρτών και τις συζητήσεις σχετικά με το θέμα.

Θεσσαλονίκη, Ιούνιος 2010

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

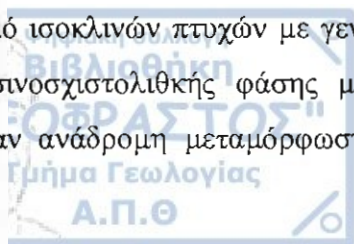
Η χερσονήσος της Σιθωνίας αποτελεί το κεντρικό τμήμα της χερσονήσου της Χαλκιδικής (κεντρ. Μακεδονία, Β. Ελλάδα). Από γεωτεκτονικής πλευράς, παλαιότερα υπήρχε η άποψη ότι ανήκει στη Σερβομακεδονική μάζα (Mercier 1966, Μουντράκης 1985), ενώ από κάποιους άλλους τοποθετούνταν στη ζώνη Αξιού (Osswald 1938, Kockel et al. 1971, Μουντράκης 1985). Οι νεότερες απόψεις αναφέρουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη (Kauffmann et al. 1976, Kockel et al. 1977, Μουντράκης 1985), ενώ στο ανατολικό τμήμα της υπάρχουν εμφανίσεις πετρωμάτων που ανήκουν στην Σερβομακεδονική μάζα (D' Amico et al. 1990) και στα νοτιότερα μέρη εντοπίζονται πετρώματα της ζώνης Παιονίας (Tranos et al. 1993, Tranos et al. 1999, Πιπερά 2008). Ο πλουτωνίτης καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου και εμφανίζεται κυρίως στα ανατολικά και τα κεντρικά τμήματα της (Christofides et al. 1990).

1.1 Σερβομακεδονική Μάζα (SMM)

Η Σερβομακεδονική μάζα (σχήμα 1.1) τοποθετείται δυτικά του Στρυμόνα ποταμού έως το μεγαλύτερο τμήμα της χερσονήσου της Χαλκιδικής. Θεωρείται ότι μαζί με τη μάζα της Ροδόπης αποτελούσαν τον παλιό ηπειρωτικό φλοιό της Λαυρασιατικής πλάκας (Μουντράκης 1985), ενώ δυτικά της βρίσκεται η Περιοδοπική ζώνη. Αποτελείται από δυο σειρές πετρωμάτων, την κατώτερη και παλαιότερης ηλικίας σειρά των Κερδυλλίων και την ανώτερη σειρά του Βερτίσκου. Η πρώτη καταλαμβάνει το ανατολικό τμήμα της Χαλκιδικής, από τις εκβολές του Στρυμόνα μέχρι το Στρατώνι και αποτελείται από εναλλαγές μαρμάρων και γνευσίων. Συχνά παρεμβάλλονται σχιστολιθικά και αμφιβολιτικά πετρώματα, ενώ παρατηρούνται και σχηματισμοί μιγματικών πετρωμάτων ως προϊόντα ανάτηξης. Η σειρά των Κερδυλλίων θεωρείται από τις βαθύτερες σειρές πετρωμάτων της Ελλάδας. Η σειρά του Βερτίσκου αποτελείται από συνεχείς εναλλαγές γνευσίων, μαρμάρων και σχιστολίθων με εμφανίσεις στα ανώτερα στρώματα βασικών μεταμορφωμένων σωμάτων, όπως αμφιβολιτών, μετα-γάββρων και μετα-διαβασών. Κατά τόπους υπάρχουν εμφανίσεις σερπεντινικών (σειρά Βερτίσκου) και εκλογιτικών σωμάτων (σειρά Κερδυλλίων).

Η ηλικία των πετρωμάτων θεωρείται προ-αλπική, καθώς πιστεύεται πως ολόκληρη η μάζα των κρυσταλλοσχιστοδών πετρωμάτων έχει υποστεί την επίδραση αρχικά μιας Παλαιοζωικής (Ερκύνειας) μεταμόρφωσης αμφιβολιτικής φάσης, που συνοδεύτηκε από το

σχηματισμό ισοκλινών πτυχών με γενική διεύθυνση και βύθιση προς το Βορρά, και έπειτα μιας πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης κατά το Κάτω-Μέσο Κρητιδικό που έδρασε σαν ανάδρομη μεταμόρφωση, με παρουσία υποϊσοκλινών πτυχών (Μουντράκης 1985).

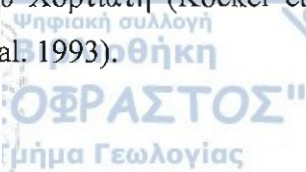


1.2 Περιοδοπική Ζώνη (CRB)

Η Περιοδοπική ζώνη (σχήμα 1.1) τοποθετείται δυτικά της Σερβομακεδονικής Μάζας και εκτείνεται με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ από τα σύνορα Ελλάδας-FYROM, στη λίμνη Δοϊράνη, προς τον κορμό της Χαλκιδικής, περιλαμβάνει την χερσόνησο της Σιθωνίας όπου και κάμπτεται, ακολουθώντας διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, καλύπτει το νότιο άκρο της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς το νησί της Σαμοθράκης. Στη Θράκη περιλαμβάνει την περιοχή μεταξύ των ποταμών Λίσσου (Φιλιούρι) και Έβρου στη Θράκη (Μαγκανάς 1988), ενώ καταλαμβάνει και μέρος της νότιο-ανατολικής Βουλγαρίας στη θέση Strandza (Boyanov et al. 1963).

Ορίστηκε από τους Kauffmann et al. (1976) να αποτελεί την εσωτερική ζώνη των Ελληνίδων και οριοθετείται με την Σερβομακεδονική μάζα με τεκτονικές επαφές, αν και αρχικά υπήρχε η αντίληψη ότι τα Περμοτριάδικα και Ιουρασικά μετα-ιζήματα της Περιοδοπικής ήταν επικλυσιογενώς τοποθετημένα πάνω σε όλη την κρυσταλλική μάζα Ροδόπης-Σερβομακεδονικής (Μουντράκης 1985). Παλαιογεωγραφικά, πιστεύεται ότι η περιοχή αυτή ήταν η ηπειρωτική κατωφέρεια της Σερβομακεδονικής μάζας, ενώ οι νεότερες απόψεις αναφέρουν ότι αποτελούσε περιοχή γύρω από τη θέση βύθισης του ωκεάνιου φλοιού της ζώνης Αξιού κάτω από το ηπειρωτικό περιθώριο που περιλάμβανε την κρυσταλλική μάζα (Μουντράκης 1985). Αποτελείται από ασθενώς μεταμορφωμένα μετα-ιζήματα Περμοτριάδικής ηλικίας που είναι κυρίως μετα-κλαστικά και μετα-ανθρακικά, ενώ υπάρχουν και ηφαιστειοιζηματογενείς σχηματισμοί, αλλά και τμήματα από τη ζώνη Παιονίας, που είναι ιζήματα βαθιάς θάλασσας, με οφειολιθικά σώματα να παρεμβάλλονται. Στη Σιθωνία εντοπίζονται στα δυτικά και κεντρικά τμήματα της χερσονήσου σχηματισμοί, όπως χαλαζίτες και φυλλίτες, που ανήκουν στην ευρύτερη ενότητα του «φλύσχη της Σβούλας», ηλικίας Περμίου ως Ιουρασικού (D'Amico et al. 1990). Νοτιότερα εντοπίζονται μετα-ιζήματα της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη που είναι κυρίως σχιστόλιθοι (ασβεστιτικοί, σερικιτικοί, χλωριτικοί) και φυλλίτες, ασβεστόλιθοι, και πρασινοσχιστολιθικά σώματα της οφειολιθικής

σειράς του Χορτιάτη (Kockel et al. 1977, Chatzidimitriadis 1980, D'Amico et al. 1990, Tranos et al. 1993).



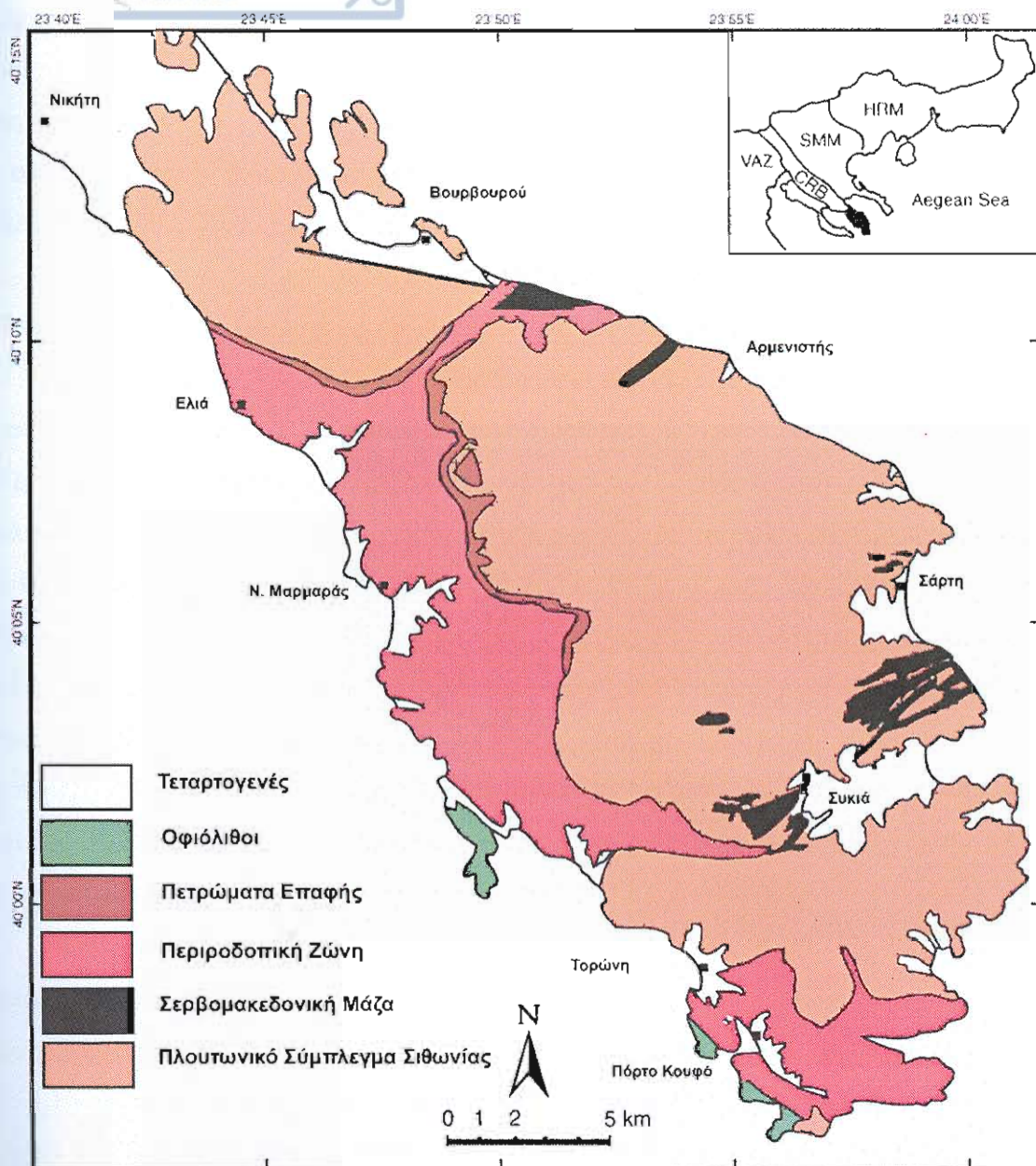
1.3 Πλουτωνίτης Σιθωνίας

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου, περίπου 350 Km², και έχει διεισδύσει στα πετρώματα των ζωνών που περιγράφηκαν προηγουμένως. Η διείσδυσή του πραγματοποιήθηκε κατά την τέταρτη και τελευταία φάση μαγματισμού της Σερβομακεδονικής μάζας που διήρκησε από το Ηώκαινο μέχρι το Ολιγόκαινο (Μουντράκης 1985, Christofides et al. 1990).

Το σχήμα του πλουτωνίτη είναι ακανόνιστο (Christofides et al. 1990), όμως κατά γενική εικόνα παρουσιάζεται ελλειπτικό, αν και μεγάλο μέρος του βρίσκεται κάτω από τη θάλασσα, με το μεγάλο άξονα να έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Tranos et al. 1993), ακολουθώντας τη γενική διεύθυνση των ζωνών που βρίσκονται εκατέρωθεν. Δύο σχεδόν παράλληλες στενές τεκτονικές λωρίδες με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ από τα περιβάλλοντα πετρώματα διαιρούν το πλουτωνικό σώμα σε τρία επιμέρους ανομοιόμορφα σώματα. Αυτή η διεύθυνση παίζει σημαντικό ρόλο στην τοποθέτηση των γρανιτικών σωμάτων της κρυσταλλικής μάζας Ροδόπης και Σερβομακεδονικής (Kolokotroni and Dixon 1991) αφού θεωρείται αποτέλεσμα της εσωτερικής δομής του γρανιτικού σώματος και γι' αυτό του προσδίδει συγγένεια με τους γρανιτικούς όγκους της Ουρανούπολης και του Γρηγορίου στη χερσόνησο του Άθω.

Η διείσδυση του σώματος προκάλεσε θερμο-μεταμορφικά φαινόμενα στα περιβάλλοντα πετρώματα δημιουργώντας μία μεταμορφική άλω επαφής πάχους περίπου 100 m (Christofidis et al. 1990, D'Amico et al. 1990), η οποία διατρέχεται από πολλές απλιτικές και πηγματικές φλέβες, που αφθονούν και στο εσωτερικό του πλουτωνίτη και παρουσιάζουν μορφή "boudinage" (Christofides et al. 1990), ενώ επηρέασε και την ΒΔ-ΝΑ παράταξη της σχιστότητας των πετρωμάτων που είχαν αποκτήσει από τις έντονες τεκτονικές διεργασίες του Μέσου Ιουρασικού (Kockel et al. 1977, D' Amico et al. 1990, Christofides et al. 2007). Ο πλουτωνίτης με τη σειρά του έχει επηρεαστεί από νεότερες τεκτονικές διεργασίες που αποτυπώνονται σ' αυτόν με τη μορφή προσανατολισμένων δομών, μικρό-πτυχών, ζωνών κατάκλασης και μικρών ρηγμάτων, που προσανατολίζονται ΒΒΑ-ΝΝΔ ή ΒΑ-ΝΔ (Chatzidimitriadis et al. 1983, D' Amico et al. 1990, Πιπερά 2008). Ιδιαίτερα στα όρια του πλουτωνίτη με τα γειτονικά πετρώματα παρατηρούνται έντονες διατμητικές ζώνες και προσανατολισμένες δομές, όπως καλά οριοθετημένοι κρύσταλλοι μαρμαρυγιών

(Sakellariou 1989, Christofides et al. 2007), που μαρτυρούν ότι η τοποθέτηση του πλουτωνίτη πραγματοποιήθηκε υπό το καθεστώς ισχυρών τεκτονικών διεργασιών (De Wet et al. 1989, D' Amico et al. 1990, Christofides et al. 2007).



Σχήμα 1.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007), από Πιπερά (2008).

Οι Chatzidimitriadis et al. (1983) θεώρησαν πως οι παραπάνω δομές είναι αποτέλεσμα της τεκτονικής δραστηριότητας του Μέσου Κρητιδικού, με αποτέλεσμα η ηλικία του να τοποθετείται μεταξύ Μέσου Ιουρασσικού και Μέσου Κρητιδικού. Ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί ότι μία πιο πρόσφατη τεκτονική δραστηριότητα που επέδρασε στην ευρύτερη

περιοχή δημιούργησε αυτές τις δομές κατά το Παλαιογενές (D' Amico et al. 1990). Σύμφωνα με τον Μαράτο (1973) η πλουτωνική δραστηριότητα, η οποία δημιούργησε ολόκληρο το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα της Σιθωνίας, συνέβη μετά την παροξυσμική φάση των Αλπικών πτυχώσεων (D' Amico et al. 1990). Έτσι, οι δομές που παρατηρούνται περισσότερο στα όρια, αλλά και τοπικά σε εσωτερικά σημεία του πλουτωνίτη, σχετίζονται τόσο με την τοποθέτηση του Συμπλέγματος, όσο και με μεταγενέστερες φάσεις παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης που έδρασαν στη Σερβομακεδονική Μάζα, στην Περιοδοπική Ζώνη αλλά και στο Πλουτωνικό Σύμπλεγμα κατά την περίοδο του Άνω Ηωκαίνου έως Ολιγοκαίνου (Sakellariou 1989, D' Amico et al. 1990, Christofides et al. 2007).

Η ηλικία του Πλουτωνικού Συμπλέγματος αναφέρεται στο χάρτη των Kockel and Mollat (1978) ως προ-Τριτογενής, ενώ με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις των Kockel et al. (1971), Kockel et al. (1977), και Chatzidimitriadis et al. (1983) τοποθετείται στο Μεσοζωικό, ως συν- ή μετά-ορογενετική διείσδυση του Ιουρασσικού, ενώ από τους Σαπουντζή κ.ά. (1976) χαρακτηρίζεται ως μεταγενέστερη αυτής των αμφιβολιών και των φυλλιτών (Τσιλιμπάρη 1988). Με βάση γεωχρονολογήσεις, η ηλικία του πλουτωνίτη προσδιορίζεται στο Ηώκαινο. Πιο συγκεκριμένα, με τη μέθοδο Rb/Sr ολικού πετρώματος/ορυκτού σε δείγματα γρανοδιόριτη από τη Σάρτη και το Ν. Μαρμαρά, υπολογίστηκαν ηλικίες 44,5 Ma και 47,4 Ma, αντίστοιχα (Juteau 1984). Ο Montigny (από Kontopoulou 1986) υπολόγισε σε δείγμα Hb-Bi γρανοδιόριτη από τη Σάρτη με τη μέθοδο K/Ar ηλικία $40 \pm 1,5$ Ma (Kontopoulou 1986). Οι De Wet and Miller (1986) με τη μέθοδο Ar/Ar υπολόγισαν ηλικίες $52,2 \pm 0,5$, $51,2 \pm 0,7$ και $42,4 \pm 0,3$ Ma για δύο δείγματα μοσχοβίτη από απλίτες και ένα δείγμα βιοτίτη από Hb-Bi γρανοδιόριτη, αντίστοιχα (Πιπερά 2008).

Οι Christofides et al. (1986) υπολόγισαν με τη μέθοδο Rb/Sr ηλικία $50,9 \pm 0,5$ για δείγματα από την περιοχή Αγ. Ιωάννη, η οποία θεωρείται ηλικία διείσδυσης του πλουτωνίτη. Ακόμη, στην ίδια εργασία, για μοσχοβίτες διμαρμαρυγιακού γρανίτη βρέθηκαν ηλικίες $54,3 \pm 3,1 - 45,6 \pm 1,3$ Ma, για βιοτίτες διμαρμαρυγιακού γρανίτη βρέθηκαν ηλικίες $47,7 \pm 0,8 - 28,9 \pm 1,1$ Ma, ενώ για βιοτίτες γρανοδιόριτη υπολογίστηκαν ηλικίες $46,5 \pm 0,9 - 41,3 \pm 0,7$ Ma. Οι ηλικίες που είναι νεότερες του Ηωκαίνου θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε τεκτονικό γεγονός, που επηρέασε τους βιοτίτες, αλλά όχι και τους μοσχοβίτες και συνέβη στο Ολιγόκαινο ή ακόμα πιο πρόσφατα (Τσιλιμπάρη 1988).

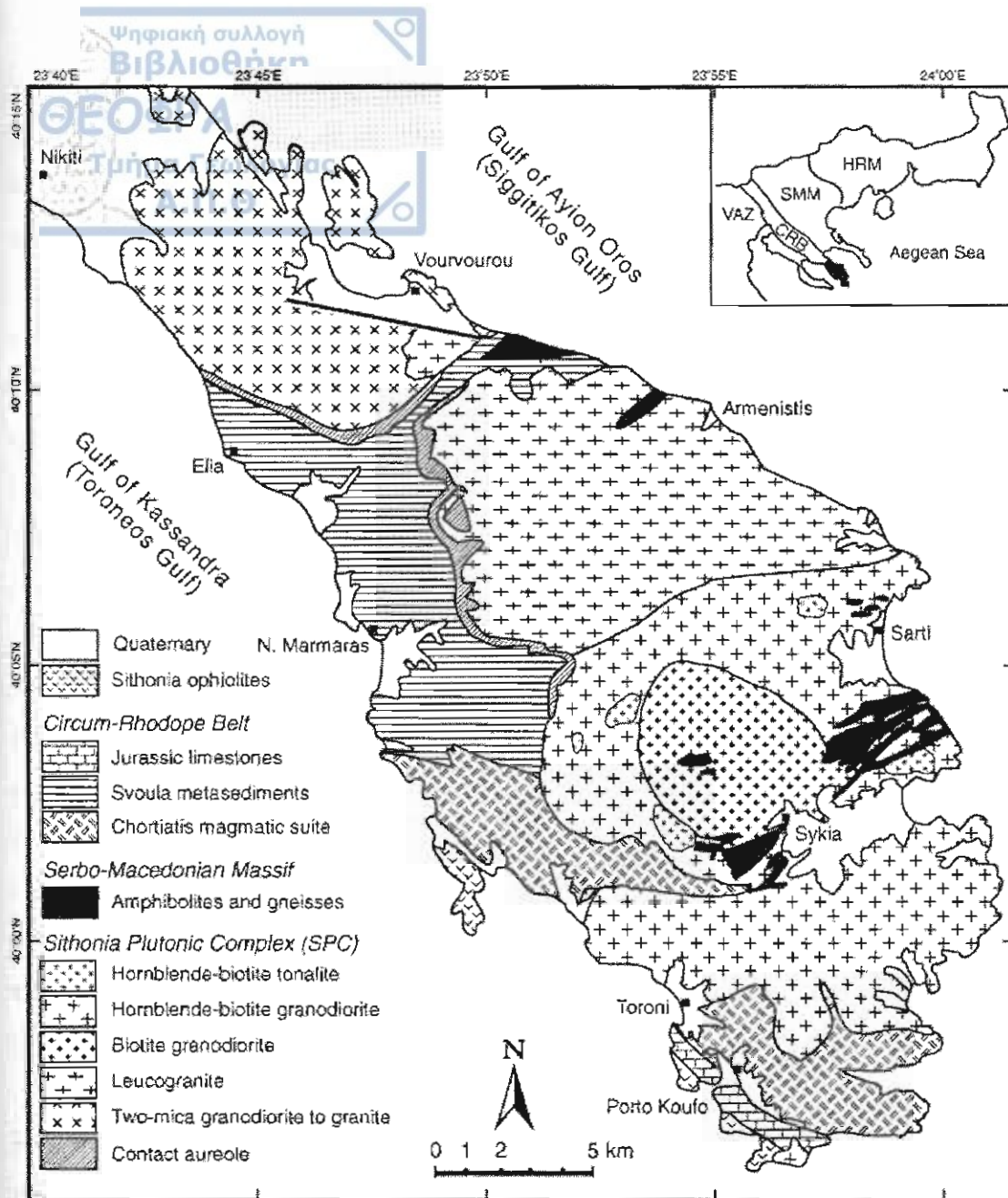
Οι Christofides et al. (1990) υπολόγισαν με τη μέθοδο Rb/Sr ολικού πετρώματος για δείγματα μοσχοβίτη $54,6 \pm 1,8 - 49,7 \pm 1,5$ Ma από διμαρμαρυγιακό γρανίτη και $48,9 \pm 1,6 - 44,6 \pm 1,4$ Ma από λευκογρανίτη, και για δείγματα βιοτίτη $47,7 \pm 1,4 - 43,6 \pm 1,4$ Ma από διμαρμαρυγιακό γρανίτη και $37,5 \pm 1,1 - 28,8 \pm 0,9$ Ma από λευκογρανίτη. Έτσι, τοποθετούν

τη διείδυση του πλουτωνίτη στα περιβάλλοντα πετρώματα κατά το Ηώκαινο (50 Ma), ενώ μία νεότερη παραμορφωτική διεργασία συνέβη στα 29 Ma, που δημιούργησε τις κατακλαστικές δομές. Οι Alagna et al. (2008), χρησιμοποιώντας τη μέθοδο U/Pb, έδωσαν ηλικίες $51,32 \pm 0,89$ Ma, και η Πιπερά (2008) επιβεβαίωσε τις παραπάνω ηλικίες, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο K/Ar, ενώ παράλληλα προσδιόρισε και ένα θερμικό γεγονός που επηρέασε το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα στο όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου (38 Ma) ή και πιο πρόσφατα, ενώ και ο Ρωμανίδης (2009) προσδιόρισε το συγκεκριμένο θερμικό γεγονός με ηλικία όχι μικρότερη των 36 Ma.

Το Πλουτωνικό Σύμπλεγμα μελετήθηκε εκτενώς πετρολογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά από τους Σαπουντζής κ.ά. (1976, 1979), Soldatos and Σαπουντζής (1975), Soldatos et al. (1976), Christofides et al. (1990), D' Amico et al. (1990) και Christofides et al. (2007). Το SiO_2 κυμαίνεται σε ποσοστό από 62% μέχρι 77%, που αντιστοιχεί σε τοναλιτική ως λευκογρανιτική και απλιτική.

Αποτελείται από πέντε κύριους τύπους πετρωμάτων (Σχήμα 1.2), που γεωγραφικά από το Βορρά προς το Νότο είναι : διμαρμαρυγικοί γρανίτες (TMG), λευκογρανίτες, συχνά πορφυροειδείς (LG+PLG), βιοτιτικοί γranoδιορίτες (BGd), κεροστιλβικοί-βιοτιτικοί γranoδιορίτες (HBGd), ενώ εμφανίζονται και ορισμένα τμήματα με σύσταση κεροστιλβικών-βιοτιτικών γranoδιοριτικών τοναλιτών (TGd). Απλίτες (A) εντοπίζονται σε όλη τη μάζα και τα περιβάλλοντα πετρώματα, ενώ οι πηγματίτες βρίσκονται κατά κύριο λόγο στα γρανιτικής σύστασης σώματα (TMG, LG+PLG) και τα γειτονικά τους πετρώματα. Ακόμη, γranoδιοριτικοί πορφύρες (PGd) υπάρχουν σαν μικρές μάζες ή φλεβοειδή σώματα, ενώ σε ορισμένα πετρώματα παρατηρούνται χαλαζιο-διοριτικά εγκλείσματα (MME).

Οι λευκογρανίτες εμφανίζονται στα ανατολικά και κεντρικά σημεία του Συμπλέγματος και διεισδύουν βόρεια στους διμαρμαρυγακούς γρανίτες και νότια στους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γranoδιορίτες. Οι επαφές μεταξύ λευκογρανιτών και διμαρμαρυγακών γρανιτών είναι απότομες, πράγμα που δείχνει ότι κατά την διείδυση του λευκογρανίτη, οι διμαρμαρυγικοί γρανίτες δρούσαν ως ένα ρεολογικά στερεό σώμα, ενώ αντίθετα οι επαφές μεταξύ λευκογρανίτη και κεροστιλβικών-βιοτιτικών γranoδιοριτών είναι ακανόνιστες, και διαφαίνεται ότι οι τελευταίοι κατά τη διείδυση του λευκογρανίτη ήταν ένα ρεολογικά πλαστικό σώμα (Πιπερά 2008). Οι λευκογρανίτες έχουν την εικόνα ενός πολύπλοκου συμπλέγματος διαφορετικών διεισδύσεων, αφού εμφανίζονται με διαφορετικούς ιστολογικούς τύπους (πορφυροειδείς, αδρόκοκκοι και μεσόκοκκοι) (Christofides et al. 1990).



Σχήμα 1.2. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007), από Πιπερά (2008).

Οι διμαρμαρυγικοί γρανίτες καλύπτουν το βόρειο μέρος του Πλουτωνικού Συμπλέγματος. Έχουν παρόμοια ορυκτολογική σύσταση με τους λευκογρανίτες, γι' αυτό και συνήθως περιγράφονται από κοινού, ωστόσο, παρατηρούνται σημαντικές χημικές και ιστολογικές διαφορές. Στους διμαρμαρυγικούς γρανίτες υπάρχει ομοιογένεια και είναι λεπτό- (κυρίως στα ανατολικά περιθώρια) έως μεσόκοκκοι, ενώ οι λευκογρανίτες είναι πιο αδρόκοκκοι και βάσει του ιστού τους διακρίνονται σε επί μέρους κατηγορίες : α) φτωχοί σε μοσχοβίτη και απουσία βιοτίτη μέσο- έως αδρόκοκκοι λευκογρανίτες, β) ετερογενείς, πλούσιοι σε μαρμαρυγίες μέσο- έως αδρόκοκκοι λευκογρανίτες, και γ) πλούσιοι σε

μαρμαρυγίες, πορφυροειδείς λευκογρανίτες, με μεγακρυστάλλους K-αστρίων, συχνά ποικιλικών (D' Amico et al. 1990). Τα κύρια ορυκτά που εμφανίζονται σ' αυτά τα πετρώματα (TMG, LG+PLG) είναι χαλαζίας, μικροκλινής, πλαγιόκλαστο, βιοτίτης και μοσχοβίτης.

Ο μικροκλινής είναι ελαφρά περθιτικός, και συχνά παρουσιάζει ποικιλικό ιστό εγκλείοντας κρυστάλλους από πλαγιόκλαστα και μαρμαρυγίες, ενώ η παρουσία μεγακρυστάλλων στους λευκογρανίτες τους προσδίδει πορφυροειδή ιστό. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται με ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους κρυστάλλους, παρουσιάζουν ζώνωση από βασικό μέχρι όξινο ολιγόκλαστο (TMG) και ορισμένες φορές μέχρι αλβίτη (LG). Συχνά παρατηρείται ανάπτυξη μυρμηκίτη στο ενδιάμεσο των κόκκων. Οι μαρμαρυγίες έχουν τη μορφή ιδιόμορφων-υπιδιόμορφων φυλλαρίων, μακροπρισματικών κρυστάλλων ή επιμηκυσμένων, προσανατολισμένων «ταινιών» που ορισμένες φορές κάμπτονται και αποκτούν λεπιδοβλαστικό ιστό. Ορισμένα από τα κύρια ορυκτά έχουν αλλοιωθεί σε δευτερογενή ορυκτά, όπως σερικήτη, χλωρίτη και ασβεστίτη. Σαν επουσιώδη εμφανίζονται, κυρίως στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες, αδιαφανή ορυκτά, απατίτης, ζirkόνιο και επίδοτο (Πιπερά 2008).

Ο μαγματικός ιστός που εμφανίζεται και στους δύο πετρογραφικούς τύπους γίνεται αντιληπτός από ορισμένα χαρακτηριστικά: ιδιόμορφα και ζωνώδη πλαγιόκλαστα που συχνά παρουσιάζουν σύννευση, ιδιόμορφος βιοτίτης και αλλοτριόμορφοι μικροκλινής και χαλαζίας (D' Amico et al. 1990).

Οι κεροστυλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιορίτες καταλαμβάνουν το νότιο μισό του Συμπλέγματος. Όπως αναφέρθηκε, σ' αυτούς διεισδύουν οι λευκογρανίτες, αλλά και νεότεροι και πιο λεπτόκοκκοι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες στο εσωτερικό της μάζας τους. Ακόμη, ορισμένα τμήματα στα ανατολικά και γύρω από τους βιοτιτικούς γρανοδιορίτες έχουν τοναλιτική σύσταση, χωρίς όμως σαφή όρια, γι' αυτό και θεωρούνται ως ξεχωριστή ενότητα, αποτελώντας τους κεροστυλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιοριτικούς τοναλίτες.

Οι κεροστυλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιορίτες εμφανίζονται ως λευκοκρατικά ή μεσοκρατικά, μεσόκοκκα πετρώματα, με μοναδικά φεμικά ορυκτά τον βιοτίτη και την κεροστυλβη, ενώ περιέχουν μικροκλινή, ελαφρά ζωνώδη πλαγιόκλαστα, με σύσταση ανδεσίνη και χαλαζία, ως σαλικά ορυκτά. Ο βιοτίτης διαφέρει κατά μεγάλο βαθμό από εκείνον που περιέχεται στους γρανίτες τόσο στο χρώμα, όσο και στη σύσταση, αφού έχει υψηλότερη αναλογία Mg/Fe. Συχνά εντοπίζονται ιδιόμορφοι κρύσταλλοι επιδότου, ιστολογικά πρωτογενούς μαγματικής προέλευσης (Christofides et al. 1990). Επουσιώδη ορυκτά αποτελούν το πλεοχροϊκό κιτρινοπράσινο έως άχρωμο επίδοτο, που συχνά

περιβάλλει κρυστάλλους αλλανίτη, ο πλεοχροϊκός επιμήκης αλλανίτης, ο ιδιόμορφος τιτανίτης, ο απατίτης, το ζirkόνιο και τα αδιαφανή ορυκτά.

Οι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες παρουσιάζονται ως ένα ωοειδές σώμα, που διεισδύει στον πυρήνα της μάζας των κεροστιλβικών-βιοτιτικών γρανοδιοριτών και είναι μεσόκοκκοι, αλλά σχετικά πιο λεπτόκοκκοι από τους τελευταίους, ενώ η ορυκτολογική τους σύσταση είναι πανομοιότυπη με αυτούς, με μόνη διαφορά την απουσία κεροστίλβης.

Οι κεροστιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιοριτικοί τοναλίτες είναι ελαφρά πιο σκούρας απόχρωσης από τους υπόλοιπους γρανοδιορίτες, με ορυκτολογική σύσταση παρόμοια με τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες, γι' αυτό και θεωρείται ότι υπάρχει βαθμιαία μετάβαση προς αυτούς. Είναι πλούσιοι είτε σε μοσχοβίτη είτε σε βιοτίτη (Christofides et al. 1990). Τα πλαγιόκλαστα είναι περισσότερο πλούσια σε Ca απ' ό τι στους άλλους τύπους (HBGd, BGd) (D' Amico et al 1990).

Και στους τρεις τύπους γρανοδιοριτών (HBGd, BGd, TGd) ο χαλαζίας παρουσιάζει πολύ συχνά κυματοειδή κατάσταση, ενώ σχεδόν όλα τα ορυκτά παρουσιάζονται αλλοιωμένα σε δευτερογενή. Όπως και στους γρανίτες είναι εμφανής η μαγματική υφή, με ιδιόμορφους-υπιδιόμορφους κρυστάλλους πλαγιόκλαστων, πολλά από τα οποία παρουσιάζουν σύννευση, υπιδιόμορφους βιοτίτη και κεροστίλβη, ιδιόμορφο-υπιδιόμορφο επίδοτο και αλλοτριόμορφους χαλαζία και μικροκλινή.

Απλικές φλέβες και κοίτες διατρέχουν όλο το σώμα του Συμπλέγματος και τα γειτονικά πετρώματα. Οι περισσότεροι απλίτες είναι λεπτόκοκκοι και ανομοιογενείς, ενώ λίγοι είναι αδρόκοκκοι και παρουσιάζουν ομοιογένεια. Αποτελούνται από χαλαζία, ελαφρά περθιτικό μικροκλινή, συχνά με μικροκλινική πολυδυμία, υπιδιόμορφο πλαγιόκλαστο με σύσταση ολιγόκλαστου έως αλβιτικού ολιγόκλαστου, μοσχοβίτη ή/και βιοτίτη (<2%), ενώ σποραδικά εμφανίζονται γρανάτης και ορισμένα επουσιώδη ορυκτά όπως αδιαφανή ορυκτά, τιτανίτης, απατίτης και ζirkόνιο. Στους απλίτες που βρίσκονται σε γρανίτες (TMG, LG+PLG) περιέχεται αρκετός μοσχοβίτης και λίγο ή καθόλου βιοτίτης, ενώ εντός των γρανοδιοριτών οι απλίτες αποτελούνται από λίγο ή καθόλου μοσχοβίτη, αλλά πάντα βιοτίτη και αδιαφανή ορυκτά (Τσιλιμπάρη και Ελευθεριάδης 1989, D' Amico et al. 1990). Γρανάτες βρίσκονται σποραδικά και στις δύο κατηγορίες. Οι πηγματίτες θα αναλυθούν σε ξεχωριστό κεφάλαιο (4).

Εντός των γρανοδιοριτών (HBGd, BGd, TGd) εντοπίζονται ελλειψοειδή εγκλείσματα τοναλιτικής (MME-T) ή μονζονιτικής (MME-M) σύστασης. Τα πρώτα είναι σχετικά λεπτόκοκκα και μικρά σε μέγεθος (4-10 cm³), ενώ τα δεύτερα είναι πιο αδρόκοκκα και μεγαλύτερα σε μέγεθος (26-130 cm³) (Perugini et al. 2003). Αποτελούνται από χαλαζία,

πλαγιόκλαστα, λίγο μικροκλινή, αρκετό βιοτίτη, κεροστίλβη και επίδοτο, ενώ άφθονη είναι και η παρουσία επουσιωδών ορυκτών όπως απατίτης, τιτανίτης και σποραδικά ζirkόνιο, αλλανίτης, αδιαφανή και ασβεστίτης. Παρατηρείται έντονη ορυκτολογική ανομοιογένεια από δείγμα σε δείγμα, αφού σε ορισμένα περιέχεται άφθονη κεροστίλβη, ενώ σε άλλα λείπει, κάτι που συμβαίνει και με τα αδιαφανή ορυκτά. Στις περισσότερες περιπτώσεις τα ορυκτά είναι έντονα προσανατολισμένα, και μάλιστα παράλληλα στον προσανατολισμό των ορυκτών των πετρωμάτων-ξενιστών (D' Amico et al. 1990).

Τέλος, εντοπίζονται μικρές φλέβες γρανοδιοριτικής σύστασης, με πορφυροειδή ιστό, πλούσιες σε μεγακρυστάλλους πλαγιόκλάστων, που συνοδεύονται από μικροφαινοκρυστάλλους βιοτίτη και χαλαζία και βρίσκονται εντός μιας χαλαζιο-αστριούχου αδρόκοκκης μάζας (D' Amico et al. 1990), ενώ στη περιοχή της Συκιάς εμφανίζονται μικρά σώματα γάββρο-διοριτικής σύστασης (Christofides et al. 1990).

1.4 Γένεση του πλουτωνίτη

Με το γεγονός της γένεσης του πλουτωνίτη έχουν ασχοληθεί αρκετοί ερευνητές (Christofides et al. 1990, D' Amico et al. 1990). Σύμφωνα με τη νεότερη μελέτη (Christofides et al. 2007), η δημιουργία του πλουτωνίτη σχετίζεται με ένα πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς που άρχισε στο Ιουρασσικό με δύο διαδοχικά γεγονότα κατάδυσης λόγω του «κλεισίματος» δύο γειτονικών ωκεανών, Αξιού και Πίνδου. Η σφήνα του μανδύα έχει υποστεί διάφορους βαθμούς μετασωμάτωσης που προκλήθηκαν από τα ρευστά που προέκυψαν από τις διαδοχικές καταδύσεις και αφυδατώσεις του ωκεάνιου φλοιού. Έτσι, προκαλείται η δημιουργία μιας έντονα ανομοιογενούς σφήνας μανδύα με μεταβλητή περιεκτικότητα σε ασυμβίβαστα στοιχεία, με μεγάλο εύρος γεωχημικών χαρακτήρων, από ασβεσταλκαλικό μέχρι λαμπροφυρικό (Perugini et al. 2003).

Δύο είναι τα μητρικά μάγματα που συνέβαλαν στη δημιουργία του πλουτωνίτη, σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007). Αρχικά, ένα βασικό μάγμα, μανδυακής προέλευσης με λαμπροφυρική σύσταση, διείσδυσε στον κατώτερο φλοιό (αμφιβολιτικής-βασαλτικής σύστασης) και προκάλεσε την μερική τήξη του, με αποτέλεσμα τη γένεση ενός μάγματος με μέση σύσταση ανάλογη του διμαρμαρυγιακού γρανίτη (TMG). Στη συνέχεια, το κατώτερο μέρος του μάγματος, στην επαφή του με το βασικό μάγμα, «μολύνθηκε» με διαδικασίες μεταφοράς θερμότητας και διάχυσης δίνοντας ένα μάγμα με γεωχημικό χαρακτήρα ανάλογο του λευκογρανίτη (LG).

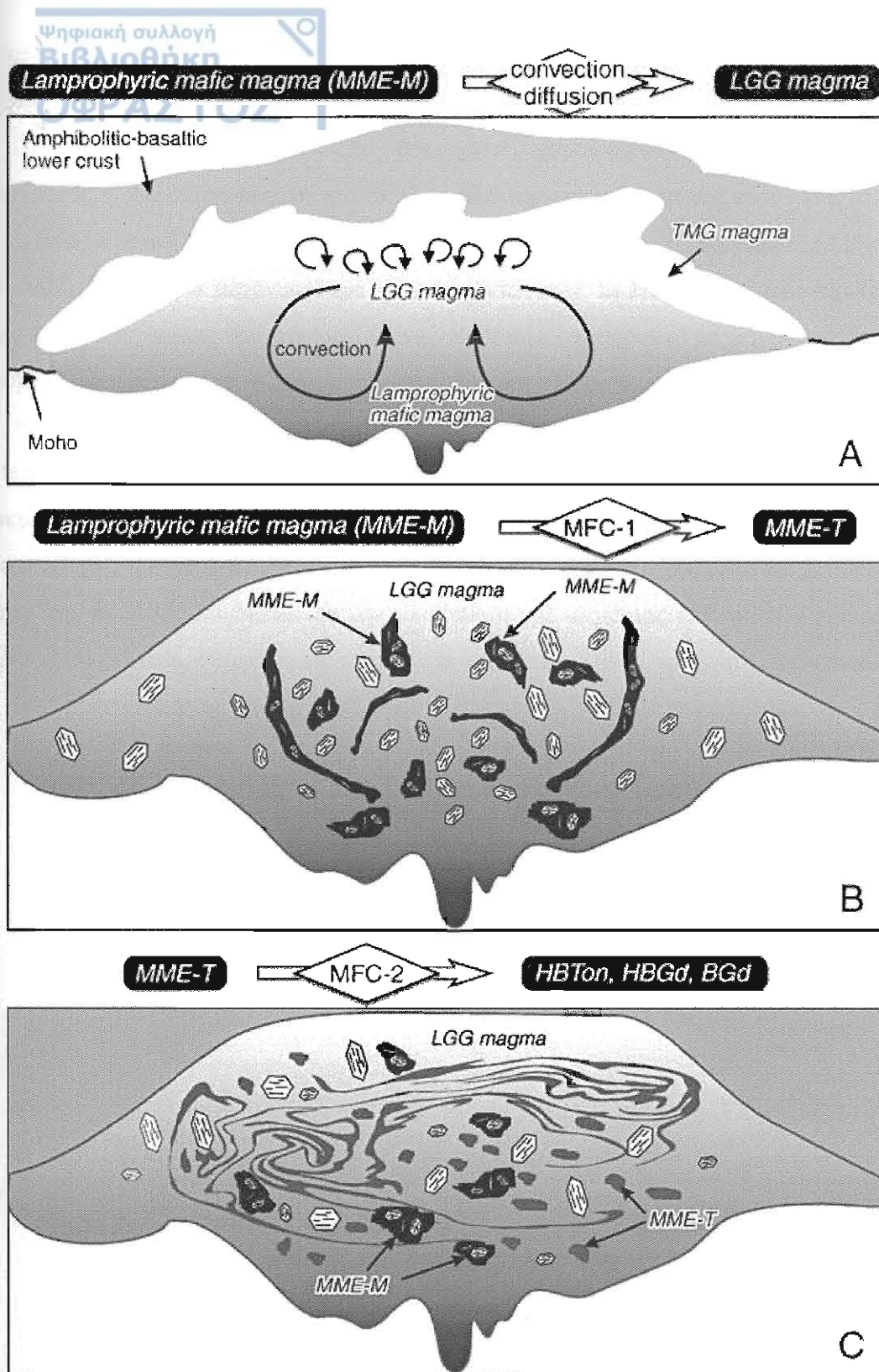
Το μάγμα με σύσταση διμαρμαρυγικού γρανίτη μετανάστευσε στα 50 εκ. χρόνια σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού, περίπου σε βάθος 15 km, όπου στερεοποιήθηκε ως διμαρμαρυγικός γρανίτης και κατέλαβε το βορειότερο μέρος της χερσονήσου της Σιθωνίας.

Η κύρια ομάδα του Πλουτωνικού Συμπλέγματος δημιουργήθηκε με τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης (MFC) και έλαβε χώρα σε δύο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο, το βασικό μάγμα κρυσταλλώθηκε χωρίς να υποστεί τη διαδικασία της μίξης, εξαιτίας της θερμικής και ρεολογικής διαφοράς μεταξύ βασικού και όξινου μάγματος. Η κρυστάλλωση του βασικού μάγματος υπερίσχυσε του τεμαχισμού και της διασποράς του μέσα στο οξινότερο μάγμα, δίνοντας μεγαλύτερα σε μέγεθος και λιγότερο διαφοροποιημένα γεωχημικά εγκλείσματα (μονζονιτικά εγκλείσματα). Στη συνέχεια, το βασικό μάγμα διαφοροποιήθηκε με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν μικρότερα σε μέγεθος και περισσότερο διαφοροποιημένα εγκλείσματα, τοναλιτικής σύστασης.

Κατά το δεύτερο στάδιο, οι ρεολογικοί φραγμοί μεταξύ του ήδη διαφοροποιημένου βασικού και του όξινου μάγματος άρχισαν να εξουδετερώνονται, ο βαθμός τεμαχισμού και διασποράς άρχισε να αυξάνεται, και κατά συνέπεια, ο ρόλος της μίξης σε σχέση με την κλασματική κρυστάλλωση. Καθώς η αύξηση της αποδοτικότητας της μίξης σε βάρος της κλασματικής κρυστάλλωσης προχωρούσε, κρυσταλλώθηκαν πετρώματα με σύσταση τοναλιτών, κεροστυλβικών-βιοτιτικών γρανοδιοριτών και βιοτιτικών γρανοδιοριτών. Σε όλες τις κατηγορίες παρατηρούνται λεπτόκοκκα βασικά εγκλείσματα και ορυκτολογικές δομές που δεν βρίσκονται σε ισορροπία.

Με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις, στα 46 εκ. χρόνια κρυσταλλώθηκε ο κεροστυλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης, τμήματα του οποίου έχουν τοναλιτική σύσταση. Ακολούθησε η κρυστάλλωση του λευκογρανίτη, ενώ τελευταίος κρυσταλλώθηκε ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης. Το τελευταίο μαγματικό γεγονός, έδωσε απλίτες και πηγματίτες, που προέκυψαν από την συρρίκνωση του όγκου των στερεοποιημένων πλουτωνικών σωμάτων, στο επίπεδο της τοποθέτησής τους.

Η γένεση του πλουτωνίτη δείχνει χαρακτηριστικά, σύμφωνα με τα οποία αυτή έγινε σε γεωτεκτονικό καθεστώς πριν τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών και υποδηλώνει τη γένεση μάγματος που συνδέεται με κατάδυση λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτό τεκμηριώνεται από το γεγονός ότι τα βασικής σύστασης ακραία μέλη της πετρολογικής εξέλιξης του Πλουτωνικού Συμπλέγματος, δείχνουν τα τυπικά χαρακτηριστικά τηγμάτων που δημιουργήθηκαν από την μετασωματωμένη από ρευστά, πλούσια σε ασυμβίβαστα στοιχεία που απελευθερώθηκαν από την καταδυόμενη ωκεάνια πλάκα, σφήνα μανδύα. Στο σχήμα 1.3



Σχήμα 1.3. Σχηματικό μοντέλο της γένεσης των μαγμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας από Christofides et al. (2007). (A) Γένεση του διμαρμαρυγιακού γρανιτικού μάγματος και του λευκογρανιτικού. (B) Πρώτο στάδιο της διαδικασίας μίξης και κλασματικής κρυστάλλωσης (MFC-1) με αποτέλεσμα τη δημιουργία των τοναλιτικών εγκλεισμάτων. (C) Δεύτερο στάδιο της διαδικασίας (MFC-2) με αποτέλεσμα τη δημιουργία των υβριδικών μαγμάτων.

φαίνεται η πορεία των διάφορων σταδίων εξέλιξης του πλουτωνίτη, σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007).

Τα γενικά πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του Πλουτωνικού Συμπλέγματος έχουν αναγνωριστεί και σε άλλα πλουτωνικά σώματα της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπως στη μάζα της Ροδόπης (Christofides et al. 1998) και τις Κυκλάδες (Altherr and Siebel 2002). Έτσι, ενώ μέχρι πρόσφατα θεωρούνταν πως οι Ηωκαινικοί πλουτωνίτες της Σερβομακεδονικής μάζας και της μάζας της Ροδόπης σχετίζονται με την υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας της ζώνης Αξιού ή της ζώνης Πίνδου (Robertson and Dixon 1984, De Wet 1989), η Ηωκαινική ηλικία και η γεωτεκτονική δομή του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας, δεν συνάδει με ένα τέτοιο γεγονός υποβύθισης, από τη στιγμή που το «κλείσιμο» των ωκεανών Αξιού και Πίνδου είχε ολοκληρωθεί μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό-Κατώτερο Ηώκαινο. Τέλος, η Pe-Piper (2004) ισχυρίζεται ότι η γένεση των Ηωκαινικών πλουτωνικών σωμάτων της Ελλάδας συνδέεται με την υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας των εσωτερικών Ποντίδων, που έκλεισε, σύμφωνα με τους Görür and Okay (1996), κατά το Ολιγόκαινο.

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΡΕΥΣΤΑ ΕΓΚΛΕΙΣΜΑΤΑ-ΓΕΝΙΚΑ

2.1 Γενικά στοιχεία

Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων ξεκίνησε στις αρχές του 19^{ου} αιώνα στη Βρετανία από τους Sir Humphrey Davy και Sir David Brewster, όμως η πιο σπουδαία εργασία έγινε από τον Clifton Sorby στα μέσα του 1800, με την εξέλιξη του οπτικού μικροσκοπίου την ίδια περίοδο. Ωστόσο, δεν έγινε αποδεκτό από τον επιστημονικό κόσμο και μέχρι τη δεκαετία του 1950 η έρευνα όσον αφορά στα ρευστά εγκλείσματα θεωρείται σχεδόν ανύπαρκτη (Shepherd et al. 1985).

Ο Sorby (1858) διατύπωσε την άποψη πως τα ρευστά εγκλείσματα των ορυκτών αναπαριστούν παγιδευμένα μέρη των υγρών, αερίων και ρευστών από τα οποία οι κρύσταλλοι αναπτύχθηκαν και μπορούν να αποδώσουν τις συνθήκες του περιβάλλοντος στο οποίο ένα πέτρωμα ή ένα ορυκτό δημιουργήθηκε. Αναλόγως, ο Roedder (1977) αναφέρει ότι τα ρευστά εγκλείσματα αποτελούν μικρές ποσότητες των ρευστών που παγιδεύτηκαν κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης, είτε μετά από αυτήν, και είναι μοναδικά αντιπροσωπευτικά δείγματα των ρευστών από τα οποία σχηματίστηκαν τα αντίστοιχα ορυκτά.

Το μέγεθός τους είναι μικρότερο από 100 μm και κυμαίνεται συνήθως από 2 μm μέχρι 20 μm . Τα μεγαλύτερα ρευστά εγκλείσματα που έχουν παρατηρηθεί είναι μερικά χιλιοστά και είναι ορατά με γυμνό μάτι, ωστόσο είναι εξαιρετικά σπάνια. Ακόμη, είναι γνωστό ότι υπάρχουν ρευστά εγκλείσματα μικρότερα από 1 μm , παρότι ο προσδιορισμός τους είναι αρκετά δύσκολος έως ανέφικτος.

Από μορφολογικής άποψης, τα ρευστά εγκλείσματα εντοπίζονται σε διάφορα σχήματα που ελέγχονται, εν μέρει, από την κρυσταλλογραφία του ορυκτού ξενιστή. Μπορούν να αποδώσουν τέλεια την συμμετρία του κρυστάλλου ξενιστή με τη μορφή αρνητικών κρυστάλλων (negative crystals), ενώ σε άλλες περιπτώσεις μπορούν να είναι τελείως ακανόνιστα και πεπλατυσμένα. Σε «μαλακά» ορυκτά με σχετικά καλό σχισμό, τα τοιχώματα των ρευστών εγκλεισμάτων αναπτύσσονται κατά μήκος επιφανειών που μιμούνται τον προσανατολισμό των επιφανειών σχισμού. Σφαιροειδή ή ελλειψοειδή σχήματα εμφανίζονται συχνά σε χαλαζίες, ενώ σωληνοειδή εγκλείσματα αναπτύσσονται καλύτερα σε επιμήκεις, πρισματικούς κρυστάλλους, όπως αυτούς του απατίτη (Shepherd et al. 1985).

Τα ορυκτά στα οποία εμφανίζονται με μεγαλύτερη συχνότητα ρευστά εγκλείσματα είναι ο χαλαζίας, ο φθορίτης, ο αλίτης, ο ασβεστίτης, ο απατίτης, ο δολομίτης, ο σφαλερίτης,

ο βαρύτης, το τοπάζιο και ο κασσιτερίτης. Τα παραπάνω ορυκτά είναι διαφανή και ελαφρά χρωματισμένα, πράγμα που κάνει πιο εύκολη την παρατήρηση των ρευστών τους εγκλεισμάτων. Ωστόσο, και τα αδιαφανή μεταλλικά ορυκτά περιέχουν ρευστά εγκλείσματα, όπως ο γαληνίτης, κατά μήκος των επιφανειών σχιστότητας του οποίου είναι πιθανό να υπάρχουν πολύ καλά σχηματισμένες κοιλότητες που περιέχουν εγκλείσματα. Σε κάποια από τα παραπάνω που έχουν σχισμό και είναι «μαλακά», υπάρχει ο κίνδυνος διαρροής (Shepherd et al. 1985).

Σύμφωνα με τους Roedder (1984) και Bodnar (2003), η δημιουργία των εγκλεισμάτων μπορεί να συμβεί είτε κατά την κρυστάλλωση του ορυκτού ξενιστή, αποτελώντας τα πρωτογενή εγκλείσματα (primary inclusions ή P-inclusions), είτε μετά από αυτήν, εξαιτίας μεταγενέστερων διεργασιών που επέδρασαν στο ορυκτό ξενιστή και ονομάζονται δευτερογενή εγκλείσματα (secondary inclusions ή S-inclusions). Τα δευτερογενή εγκλείσματα προϋποθέτουν την ανάπτυξη δομών που δημιουργούνται μετά την κρυστάλλωση του ορυκτού ξενιστή εξαιτίας μηχανικών ή θερμικών τάσεων. Έτσι, σε αυτές τις δομές κυκλοφορούν μεταγενέστερα ρευστά στα οποία παγιδεύονται μικρές ποσότητες από αυτά, σχηματίζοντας τα δευτερογενή εγκλείσματα.

Αναφέρεται και μία τρίτη κατηγορία, που αποτελεί μια ενδιάμεση κατάσταση μεταξύ πρωτογενών και δευτερογενών εγκλεισμάτων, και ονομάζονται ψευδοδευτερογενή εγκλείσματα (pseudosecondary inclusions ή PS-inclusions). Η ανάπτυξή τους γίνεται κατά μήκος ρωγμών πριν από την ολοκλήρωση της κρυστάλλωσης του ορυκτού ξενιστή. Η διάκριση μεταξύ των τριών κατηγοριών είναι αρκετά δύσκολη και απαιτείται μεγάλη εμπειρία. Ο Roedder (1984) και Bodnar (2003) έθεσαν κάποια κριτήρια που βοηθούν στη διάκρισή τους, και είναι:

I. Για τα πρωτογενή εγκλείσματα:

- i. Η ανάπτυξή τους είναι παράλληλη με τους άξονες ανάπτυξης του ορυκτού ξενιστή.
- ii. Εμφανίζονται με τυχαίο προσανατολισμό και στις τρεις διαστάσεις.
- iii. Είναι σχετικά απομονωμένα, με την έννοια ότι η απόσταση μεταξύ του ενός από το άλλο είναι μεγαλύτερη του πενταπλάσιου μήκους της διαμέτρου των εγκλεισμάτων.
- iv. Μεγάλο μέγεθος σε σχέση με το ορυκτό ξενιστή.

II. Για τα δευτερογενή εγκλείσματα:

- i. Εμφάνιση κατά επιφάνειες, που ακολουθούν πληρωμένες διακλάσεις (Healed cracks).

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΥ
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ii. Συχνά λεπτά, πεπλατυσμένα ή ακανόνιστα σχήματα.

III. Για τα ψευδοδευτερογενή εγκλείσματα:

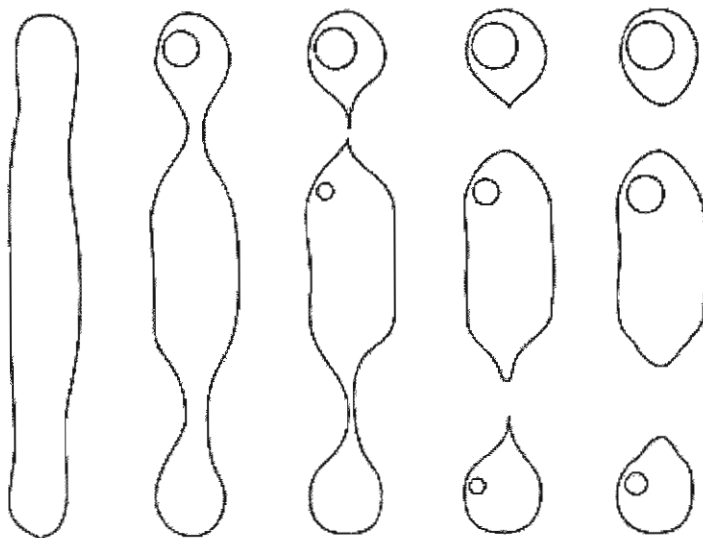
i. Εμφάνιση παρόμοια με των δευτερογενών εγκλεισμάτων, με τη διαφορά ότι κατά την ολοκλήρωση της κρυστάλλωσης ακολουθούν τις ζώνες κρυστάλλωσης.

Η παρουσία ρευστών εγκλεισμάτων μπορεί να αντιπροσωπεύει ένα ομογενές ρευστό (homogeneous fluid), με την παγίδευση ρευστών στην αέρια (vapor) ή στην υγρή (liquid) φάση, μπορεί, όμως, και να αντιπροσωπεύει ένα ετερογενές ρευστό με την παρουσία δύο ή περισσότερων φάσεων μέσα στο έγκλεισμα. Έτσι, διακρίνονται, με βάση την φάση ή τις φάσεις που περιέχουν τα ρευστά εγκλείσματα, οι εξής κατηγορίες:

- Μονοφασικά εγκλείσματα στην υγρή (L) φάση. Η απλούστερη μορφή ρευστών εγκλεισμάτων.
- Διφασικά εγκλείσματα (L+V), πλούσια στην υγρή φάση. Η υγρή φάση επικρατεί, αν και υπάρχει μια φυσαλίδα, που δεν ξεπερνά το 40-50% του συνολικού όγκου του εγκλείσματος.
- Διφασικά εγκλείσματα (V+L), πλούσια στην αέρια φάση. Η αέρια φάση καταλαμβάνει περισσότερο από τον μισό όγκο του εγκλείσματος.
- Μονοφασικά εγκλείσματα στην αέρια (V) φάση. Αποτελούνται από χαμηλής πυκνότητας αέρια, συνήθως ένα μίγμα από CO₂, CH₄, H₂O, N₂.
- Πολυφασικά εγκλείσματα (S+L±V) που εκτός της υγρής και της αέριας φάσης, περιέχουν μία ή περισσότερες στερεές φάσεις.
- Μη αναμιγνύομενα εγκλείσματα υγρής φάσης (L₁+L₂±V). Αποτελείται συνήθως από την παρουσία δύο μη αναμιγνύομενων υγρών, εκ των οποίων το ένα υδατικής (aqueous) σύστασης και το άλλο με σύσταση πλούσια σε CO₂. εμφανίζονται με την υδατική φάση να περιβάλλει την υγρή, πλούσια σε CO₂, φάση, η οποία με τη σειρά της περικλείει μια φυσαλίδα της αέριας, πλούσιας σε CO₂, φάσης.

Τα ρευστά εγκλείσματα δεν παραμένουν ανεπηρέαστα από τις εξωτερικές τάσεις που μπορεί να ασκούνται στα ορυκτά ξενιστές. Όπως προαναφέρθηκε, σε «μαλακά» ορυκτά με καλό σχισμό υπάρχει ο κίνδυνος διαρροής του ρευστού. Ακόμη, έχει παρατηρηθεί ότι σε περίπτωση ανακρυστάλλωσης του ορυκτού ξενιστή, τα ρευστά εγκλείσματα, αν είναι επιμηκυσμένα και ακανόνιστα, χωρίζονται (σχήμα 2.1) σε επιμέρους μικρότερα εγκλείσματα (necking down). Με την πτώση της θερμοκρασίας, τα αρχικά εγκλείσματα αναπτύσσουν

εξογκώματα που συνδέονται μεταξύ τους με λαιμούς. Με την περαιτέρω πτώση της θερμοκρασίας, αυτά αποχωρίζονται με αποτέλεσμα τη δημιουργία νέων εγκλεισμάτων που συμπεριφέρονται με τελείως διαφορετικό τρόπο από το αρχικό, αλλά και μεταξύ τους (Roedder 1984). Η μελέτη αυτών των εγκλεισμάτων δεν μπορεί να δώσει πληροφορίες για την αρχική σύσταση των ρευστών από τα οποία προήλθε η κρυστάλλωση των ορυκτών.



Σχήμα 2.1. Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας αποχωρισμού επιμήκους ρευστού εγκλείσματος, προς δημιουργία νέων, μικρότερου μεγέθους και διαφορετικών ιδιοτήτων από το αρχικό (necking down).

Από χημικής πλευράς, τα συνηθέστερα ιόντα που βρίσκονται σε ρευστά εγκλείσματα είναι: Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , CO_3^{-2} , ενώ οι πιο συνηθισμένες ενώσεις είναι: H_2 , O_2 , H_2O , CO_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 .

Σημαντικό ρόλο στη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων παίζει η παρουσία στερεών φάσεων μέσα στα εγκλείσματα, που έχουν κρυσταλλωθεί μετά την παγίδευσή τους και σχηματίζονται όταν επέλθει κορεσμός κατά την ψύξη. Σύμφωνα με τον Roedder (1984) οι στερεές αυτές φάσεις ονομάζονται θυγατρικά ορυκτά (daughter minerals). Επειδή τα θυγατρικά ορυκτά κρυσταλλώνονται μετά την παγίδευσή τους, μπορούν να εξαχθούν σημαντικά συμπεράσματα για τη χημική σύσταση του αρχικού ρευστού (Roedder 1971, 1984). Συνήθως, βρίσκεται ένας, μόνο, κρύσταλλος θυγατρικού ορυκτού σε κάθε έγκλεισμα, ενώ τα μικρά εγκλείσματα δεν παρουσιάζουν θυγατρικά ορυκτά.

Τα πιο συνηθισμένα θυγατρικά ορυκτά είναι ο αλίτης (NaCl), ο συλβίτης (KCl), ο ασβεστίτης (CaCO_3), και ο ανυδρίτης (CaSO_4). Σπάνια εντοπίζονται άλλες ενώσεις, όπως σουλφίδια, θεικές, ανθρακικές και φθοριούχες ενώσεις (Roedder 1984). Αν κάποια

θυγατρικά ορυκτά δεν διαλύονται κατά τη θέρμανση, σημαίνει ότι προήλθαν από αποχωρισμό (necking down) ή διαρροή (leaking) ή ότι το ορυκτό αποτελεί τυχαίο στερεό εγκλείσμα (accidental solid inclusions). Οι στερεές φάσεις που βρίσκονται μέσα σε εγκλείσματα δεν αποτελούν πάντα θυγατρικά ορυκτά. Είναι δυνατόν να έχουν εγκλωβιστεί τυχαία στερεά εγκλείσματα, που έχουν κρυσταλλωθεί πριν το σχηματισμό του ορυκτού ξενιστή. Τέτοια ορυκτά είναι συνήθως αιματίτης, ρουτίλιο, μοσχοβίτης και σιδηροπυρίτης.

Σύμφωνα με τον Sorby (1858), τα ρευστά εγκλείσματα παρουσιάζουν κάποια γενικά στοιχεία που είναι αποδεκτά μέχρι και σήμερα:

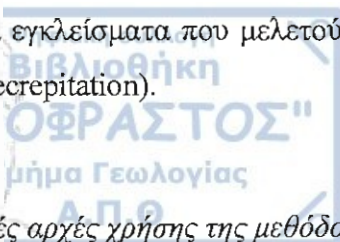
- Σχηματίζονται κάτω από υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες στη φύση.
- Όσο μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε αέρια φάση έχουν τόσο μεγαλύτερη είναι η θερμοκρασία παγίδευσης.
- Συμπεριφέρονται ως συστήματα με σταθερό όγκο (ισοχωρικά συστήματα) που είναι χημικά απομονωμένα (ισοπλεθικά συστήματα).
- Η χαμηλότερη θερμοκρασία ομογενοποίησης (T_h) αντιστοιχεί στη χαμηλότερη θερμοκρασία σχηματισμού.
- Οι φυσαλίδες αερίου (vapor bubbles) που εμφανίζονται στα ρευστά εγκλείσματα οφείλονται στη θερμική συστολή του ρευστού κατά την ψύξη του.

2.2 Βασικές προϋποθέσεις για τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων

Κατά τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων υπάρχουν κάποιες βασικές προϋποθέσεις που θα πρέπει να ληφθούν υπόψη, για την αποφυγή εξαγωγής λανθασμένων συμπερασμάτων. Σύμφωνα με τους Roedder (1979, 1984), Hollister and Crawford (1981), Shepherd et al. (1985), Bodnar (2003), αυτές συνοψίζονται στις εξής:

- Τουλάχιστον κάποια από τα εγκλείσματα είναι πρωτογενούς προέλευσης.
- Τα πρωτογενή εγκλείσματα είναι αντιπροσωπευτικές ποσότητες των ρευστών που υπήρχαν κατά την ανάπτυξη του κρυστάλλου.
- Τα εγκλείσματα συμπεριφέρονται ως κλειστά συστήματα, χωρίς να προστεθεί ή να αφαιρεθεί ύλη μετά την παγίδευσή τους.
- Κατά τη στιγμή της παγίδευσης το εγκλείσμα αντιπροσωπεύει την ολική σύσταση του ρευστού, όταν πρόκειται για ένα ομογενές σύστημα.
- Η σύσταση και η πυκνότητα του διαλύματος δεν έχει μεταβληθεί μετά το σχηματισμό του εγκλείσματος.

- Τα εγκλείσματα που μελετούνται δεν έχουν υποστεί διαρροή (leaking) ή καταστροφή (decrepitation).



2.3 Βασικές αρχές χρήσης της μεθόδου μικροθερμομετρίας

Από την μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων μπορούν να εξαχθούν πληροφορίες για τις συνθήκες θερμοκρασίας (T) και πίεσης (P) που επικρατούσαν κατά την στιγμή της παγίδευσής τους, όπως επίσης η πυκνότητα (ρ) και η σύστασή (X) τους (Roedder 1984). Οι παράμετροι που μπορούν να υπολογιστούν είναι:

- Η κατώτερη θερμοκρασία κρυστάλλωσης του ορυκτού ξενιστή.
- Η αλατότητα του ρευστού, δηλαδή η % περιεκτικότητα διαλυμένων αλάτων και η σύστασή τους (συνήθως εκφράζεται σε % κατά βάρος ισοδύναμης ποσότητας NaCl).
- Η σύσταση των διαλυμένων αερίων (CO_2 , CH_4 , N_2).
- Η συνολική πυκνότητα του ρευστού.
- Η κατάσταση του ρευστού.
- Η πίεση.

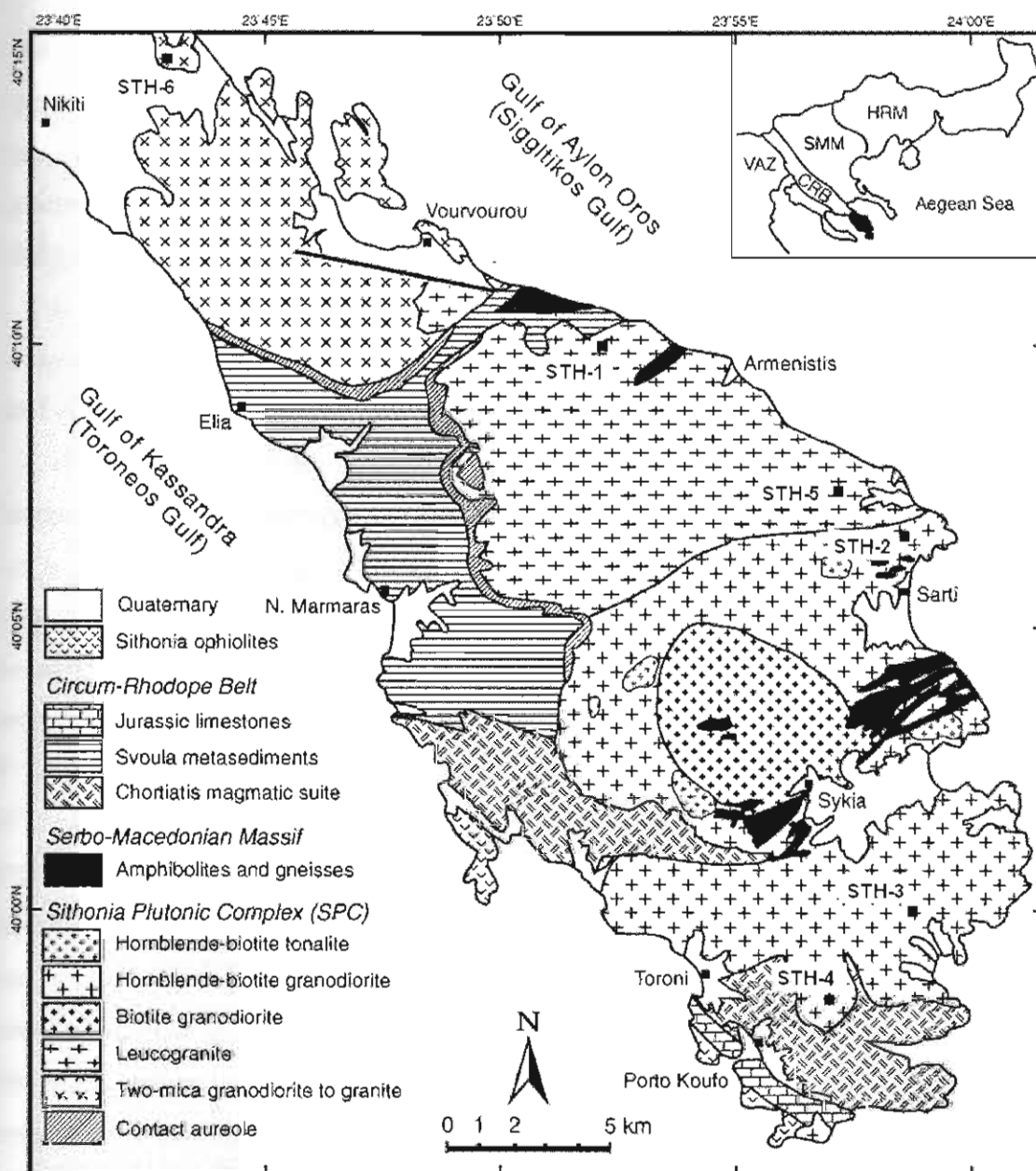
Οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας κατά τον σχηματισμό των ρευστών εγκλεισμάτων μπορούν να επαναληφθούν στο εργαστήριο με αντίστροφη πορεία και τα αποτελέσματα των μετρήσεων να χρησιμοποιηθούν, με βάση τα πειραματικά δεδομένα, για την ερμηνεία γεωλογικών προβλημάτων (Μέλφος 1995). Η μικροθερμομετρία βασίζεται στην παρατήρηση της μεταβολής των φάσεων τους κατά τη θέρμανση (heating) και την ψύξη (cooling) τους.

Με τη θέρμανση των εγκλεισμάτων επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας ομογενοποίησης (T_h), δηλαδή την θερμοκρασία παγίδευσης του εγκλείσματος, και κατά συνέπεια σχηματισμού του ορυκτού ξενιστή, όπου αποτελείται από μία φάση, την υγρή (liquid) ή την αέρια (vapor).

Κατά την ψύξη των ρευστών εγκλεισμάτων προσδιορίζεται η σύσταση και η αλατότητα των ρευστών. Αυτό γίνεται, εξαιτίας του ότι η ταπείνωση του σημείου ψύξης του νερού εξαρτάται από την περιεκτικότητα του διαλύματος σε άλατα. Έτσι, με αναθέρμανση του ήδη παγωμένου εγκλείσματος προσδιορίζεται η θερμοκρασία τήξης (T_m), η οποία, βάσει πειραματικών δεδομένων, οδηγεί στον προσδιορισμό της αλατότητας του εγκλείσματος, που εκφράζεται σε % κ.β. ισοδύν. NaCl.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η υπαίθρια έρευνα και η συλλογή των δειγμάτων από τους πηγματίτες πραγματοποιήθηκε το Νοέμβριο του 2008. Η συλλογή των δειγμάτων έγινε κατά μήκος του οδικού δικτύου της Σιθωνίας, στα σημεία που φαίνονται στο σχήμα 3.1. Η έρευνα περιλαμβάνει την οπτική και μικροθερμομετρική εξέταση.



Σχήμα 3.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007) με τα σημεία δειγματοληψίας.

Αναλυτικότερα: το δείγμα STH-1 αντιστοιχεί σε πηγματιτική φλέβα που διατρέχει λευκογρανίτη (LG) και γνεύσιο, 500 μ. πριν την είσοδο στον κόλπο Αρμενιστή. Το STH-2 αντιστοιχεί σε πηγματιτική φλέβα που βρίσκεται σε βιοτιτικό γρανοδιορίτη (BGd), σε δείγμα που λήφθηκε σε σημείο ανάμεσα στο λιμάνι Αχλάδα και τη Σάρτη. Το STH-3 αποτελεί δείγμα πηγματιτικής φλέβας που βρίσκεται μέσα σε κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη (HBGd), σε σημείο μετά τη Συκιά και πριν το Καλαμίτσι, και το δείγμα STH-4 αποτελεί πηγματιτική φλέβα επίσης μέσα σε κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη (HBGd), ανάμεσα στο Καλαμίτσι και την Τορώνη. Το δείγμα STH-5 αντιστοιχεί σε πηγματιτική φλέβα που διατρέχει λευκογρανίτη (LG), σε τοποθεσία πριν το λιμάνι Αχλάδα, και ταυτίζεται με το δείγμα 174 των Christofides et al. (1990). Τέλος, το STH-6 είναι πηγματιτική φλέβα μέσα σε διμαρμαρυγικό γρανίτη (TMG), που βρίσκεται στην περιοχή της Νικήτης, και αντιστοιχεί στο δείγμα STH-400 της Πιπερά (2008).

Η οπτική εξέταση των δειγμάτων έγινε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, σε πολωτικό μικροσκόπιο Leitz SM-LUX-POL, ενώ χρησιμοποιήθηκαν φακοί Leitz P5 και P10. Κατασκευάστηκαν 6 λεπτές τομές, μία για κάθε δείγμα.

Η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων έγινε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, σε θερμαινόμενη τράπεζα Linkam THM 600 προσαρμοσμένη σε μικροσκόπιο Leitz SM-LUX-POL και σύστημα ελέγχου θερμοκρασίας TMS 90. Στο μικροσκόπιο προσαρμόσθηκε φακός μακρινής απόστασης (long distance lense) τύπου Leitz L50. Το σύστημα Linkam THM 600 έχει δυνατότητα ψύξης και θέρμανσης του δείγματος σε θερμοκρασίες που κυμαίνονται από -180° έως +600°C (Shepherd 1981). Σύμφωνα με τους κατασκευαστές, για θερμοκρασίες από -180° έως +200°C η μέγιστη απόκλιση είναι 0,1°C, ενώ για θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 200°C η απόκλιση είναι 1°C. Εντούτοις, για ασφάλεια στις θερμοκρασίες που μετρήθηκαν, αλλά και για την παροχή της μέγιστης δυνατής ακρίβειας, έγινε στάθμιση της θερμαινόμενης τράπεζας κατά τακτά χρονικά διαστήματα. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν χημικές ενώσεις, οργανικές και ανόργανες, που έχουν γνωστή θερμοκρασία τήξης. Οι ενώσεις αυτές καθώς και η αντίστοιχη θερμοκρασία τήξης, είναι οι παρακάτω: Τολουόλη (Toluene) -95°C, Απιονισμένο Νερό 0,0°C, Ναφθαλίνη (Naphthalin) +80,25°C, MERCK 135 +135°C, Ζαχαρίνη (Sacharin) +228°C, MERCK 247 +247°C και Διχρωμικό Κάλιο (Potassium Dichromate) +398°C. Η διαδικασία στάθμισης της συσκευής Linkam THM 600 περιγράφεται από τους MacDonald and Spooner (1981), η οποία ακολουθήθηκε και στη δική μας περίπτωση. Για την κρυοσκοπική μελέτη του δείγματος η ψύξη επιτυγχάνεται με την

κυκλοφορία αερίου N_2 , το οποίο προηγουμένως έχει ψυχθεί. Η ψύξη του αερίου N_2 γίνεται με τη διέλευσή του μέσα από μία χάλκινη σπείρα που είναι βυθισμένη σε μία ειδικά κατασκευασμένη φιάλη Dewars (Dewars flask) που περιέχει υγρό N_2 . Κατασκευάστηκαν 6 διπλά στιλβωμένες τομές στο Πανεπιστήμιο του Αμβούργου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΠΗΓΜΑΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

3.1 Γενικά στοιχεία πηγματιτών

Οι πηγματίτες είναι φλεβικά πετρώματα, συνήθως γρανιτικής σύστασης, χωρίς, ωστόσο, αυτό να σημαίνει πως δεν υπάρχουν πηγματίτες διοριτικής, γαββρικής ή υπερβασικής σύστασης. Εντοπίζονται να διεισδύουν κυρίως στα περιθώρια μεγάλων πλουτωνικών όγκων και στα περιβάλλοντα πετρώματα (Best 1982).

Τα χαρακτηριστικά τους όσον αφορά σε μέγεθος, σχήμα, προσανατολισμό και σχέση με τα πετρώματα στα οποία διεισδύουν, ποικίλουν από εμφάνιση σε εμφάνιση σε αρκετά μεγάλο βαθμό. Εμφανίζονται με τη μορφή απλών ή πολλαπλών πλακοειδών σωμάτων, προσανατολισμένων ή μη, και σφαιρικών μαζών, που μπορεί να συνδέονται μεταξύ ή όχι. Τα όριά τους είναι ομαλά ή ακανόνιστα, συνήθως όμως είναι αρκετά σαφή (Brisbin 1986). Ακόμη, οι ιδιότητες που παρουσιάζουν και η σχέση που έχουν με τα πετρώματα που τους φιλοξενούν αποδεικνύουν το γεγονός πως εισχώρησαν στα πετρώματα σε υγρή κατάσταση και κρυσταλλώθηκαν στη θέση που σήμερα εντοπίζονται.

Οι ορυκτολογικά απλοί πηγματίτες αποτελούνται κυρίως από χαλαζία και καλιούχους αστρίους, ενώ στη σύστασή τους συμμετέχουν σε μικρότερες ποσότητες μοσχοβίτης, τουρμαλίνης και μαγγανιο-σιδηρούχος γρανάτης. Στους ορυκτολογικά σύνθετους πηγματίτες εντοπίζονται μεγάλες συγκεντρώσεις στοιχείων όπως P, Cl, F, S, LILE κ.ά., καθώς και H_2O , που συγκεντρώθηκαν στο υπολειμματικό τήγμα που προέκυψε από την αργή κρυστάλλωση ενός μεγάλου μαγματικού όγκου. Αυτά τα στοιχεία θεωρούνται ασυμβίβαστα με τον χαλαζία και τους αστρίους λόγω μεγέθους, ιοντικής ακτίνας και ηλεκτραρνητικότητας, γι' αυτό, και οδηγούν στο σχηματισμό ορυκτών, όπως είναι το τοπάζιο, η βήρυλλος, ο αμβλυγονίτης, ο λεπιδόλιθος, κλπ. Οι πλούσιοι σε σπάνια στοιχεία πηγματίτες έχουν μικρό ποσοστό συμμετοχής σε κάθε ομάδα πηγματιτών, και μάλιστα δεν ξεπερνούν το 2% (Černý 1991). Οι πηγματίτες που συνδέονται με συνηνίτες και έντονα αλκαλικούς πλουτωνίτες είναι ιδιαίτερα εμπλουτισμένοι σε ασυνήθιστα ορυκτά που περιλαμβάνουν στη δομή τους σπάνιες γαίες (Best 1982).

Οι περισσότεροι από τους πηγματίτες αποκλίνουν σημαντικά από τη μέση γρανιτική σύσταση, εξαιτίας της χαμηλότερης περιεκτικότητάς τους σε CaO , του λόγου K_2O/Na_2O , που ποικίλει ανάλογα με την περιεκτικότητα σε αλκαλιούχους αστρίους, και της σημαντικά υπερ-αργλικής σύστασης, που οφείλεται στην παρουσία μαρμαρυγιών. Από τα συστατικά που

περιέχονται σε σχετικά μεγαλύτερες ποσότητες, εκτός των συνηθισμένων, είναι το LiO_2 (σε πηγματίτες πλούσιους σε σποδουμένη και πεταλίτη), το Rb_2O (σε πηγματίτες περισσότερο διαφοροποιημένους, πλούσιους σε Li, Rb, Cs), το B_2O_3 (σε πηγματίτες πλούσιους σε τουρμαλίνη), το F (σε πλούσιους σε λεπιδόλιθο πηγματίτες), και σπάνια το Os_2O (σε πηγματίτες που περιέχουν πολλουσίτη) (Černý 1982).

Η συμμετοχή στοιχείων που δεν προέρχονται από το υπολειμματικό τήγμα, όπως Ca, Ti, Mg, Sc, οφείλεται στην αντίδραση του τήγματος με το περιβάλλον πέτρωμα. Ωστόσο, αυτή η αντίδραση περιορίζεται στις εξωτερικές ζώνες, ακόμη και για τους πλούσιους σε πτητικά στοιχεία πηγματίτες, και είναι δύσκολο να διακριθεί αν ορισμένες φάσεις οφείλουν την κρυστάλλωσή τους σε αντίδραση με το περιβάλλον πέτρωμα ή είναι αποτέλεσμα της εξέλιξης του τήγματος που προήλθε από το μητρικό γρανιτικό πέτρωμα (Černý 1982).

Οι απλοί πηγματίτες είναι εμπορικά σημαντικοί, καθώς αποδίδουν μεγάλες ποσότητες χαλαζία και αστρίων, που χρησιμοποιούνται στη βιομηχανία παραγωγής γυαλιού και κεραμικών. Οι σύνθετοι πηγματίτες πέραν της παραπάνω χρήσης τους, αποτελούν και πηγές σπάνιων ορυκτών.

3.2 Πετρογραφία

Με βάση την ορυκτολογική σύστασή τους, οι πηγματίτες της Σιθωνίας ανήκουν στους «απλούς» πηγματίτες, δηλαδή αποτελούνται από χαλαζία, καλιούχους άστριους, πλαγιόκλαστο, μοσχοβίτη, ενώ σε μικρότερα ποσοστά συμμετέχουν βιοτίτης και γρανάτης. Συχνά εμφανίζονται ζωνώδεις, ενώ σε αρκετές περιπτώσεις εντοπίζονται πυρήνες που αποτελούνται εξ' ολοκλήρου από χαλαζία.

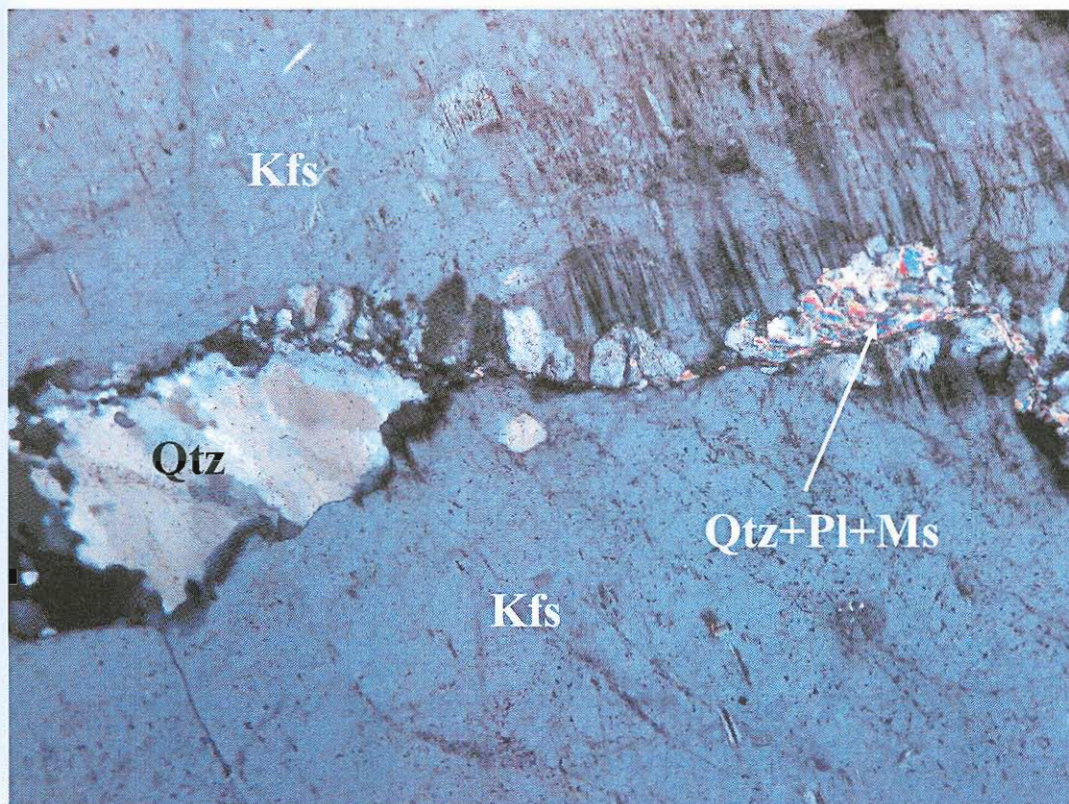
Σύμφωνα με την Τσιλιμπάρη (1988), η ορυκτολογική τους σύσταση κυμαίνεται μεταξύ των εξής ορίων: χαλαζίας (16,7%-39,9%), καλιούχοι άστριοι (42,0%-68,3%), πλαγιόκλαστο (6,1%-26,7%), μοσχοβίτης (0,6%-7,6%), βιοτίτης (0,3%-2,3%) και γρανάτης (0,1%-0,4%). Με βάση τις παραπάνω μετρήσεις, που ωστόσο κρίνονται από τη συγγραφέα ως μη αντιπροσωπευτικές, λόγω της παρουσίας μεγακρυστάλλων καλιούχων αστρίων κατά την εμβαδομέτρηση των δειγμάτων, διακρίνονται οι παρακάτω κατηγορίες, σύμφωνα με την ορυκτολογική τους σύσταση: μοσχοβιτικοί πηγματίτες, βιοτιτικοί πηγματίτες, γρανατούχοι-μοσχοβιτικοί πηγματίτες και γρανατούχοι-βιοτιτικοί-μοσχοβιτικοί πηγματίτες.

Όπως έχει προαναφερθεί, οι πηγματίτες συχνά παρουσιάζονται ζωνώδεις, ωστόσο εμφανίζουν μία ιδιομορφία ως προς αυτό το χαρακτηριστικό, δηλαδή ενώ συνήθως το πιο

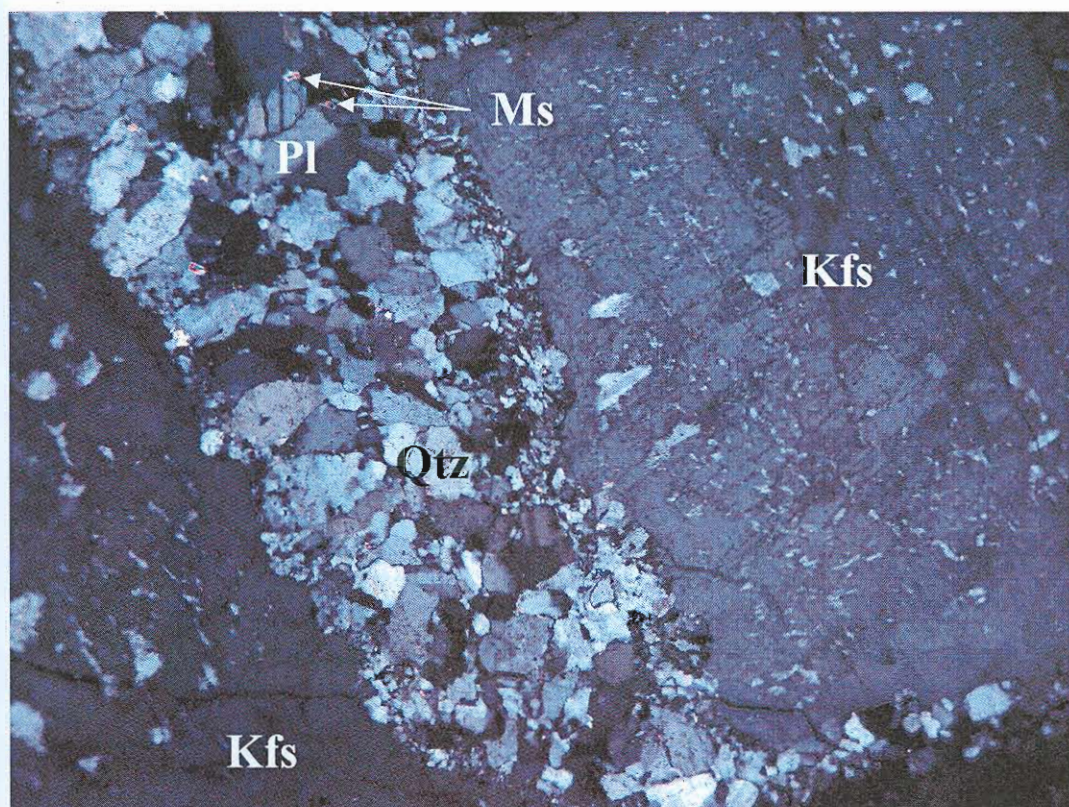
λεπτόκοκκο (απλιτικό) υλικό βρίσκεται στο εξωτερικό μέρος και το αδρόκοκκο (πηγματιτικό) υλικό καταλαμβάνει τον πυρήνα, γεγονός που οφείλεται στη γρήγορη ψύξη του υλικού που έρχεται σε επαφή με τα τοιχώματα της φλέβας (Jahns 1982, Černý 1982, Uebel 1977), σε αυτήν την περίπτωση συμβαίνει το αντίστροφο. Παρατηρείται το απλιτικό υλικό να καταλαμβάνει τον πυρήνα της φλέβας και το πηγματιτικό να βρίσκεται στα περιθώρια (όπως στην περιοχή Αγ. Ιωάννη), ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις το απλιτικό υλικό εμφανίζεται με τη μορφή λοβών ή νησίδων εντός του πηγματιτικού (όπως στις περιοχές Καλαμίτσι και Πλατανίτσι). Η συγκεκριμένη δομή μπορεί να εξηγηθεί με την δράση ενός γεγονότος ανακρυστάλλωσης, που έδρασε στην περιοχή, όπως αναφέρει η Τσιλιμπάρη (1988). Σύμφωνα με ορισμένους μελετητές, οι απλίτες μπορούν να μετατραπούν σε πηγματίτες με ανακρυστάλλωση και αντικατάσταση, κάτω από συνθήκες ανοιχτού συστήματος (San Miguel 1969). Ο San Miguel (1969) παρατηρώντας εναλλαγές απλιτικών και πηγματιτικών σωμάτων, όπου τα απλιτικά σώματα μετέβαιναν βαθμιαία σε πηγματιτικά προς τα περιθώρια, ενώ σχεδόν σε όλα τα πηγματιτικά σώματα εγκλείονταν απλιτικά, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι τα πηγματιτικά μέρη κρυσταλλώθηκαν μετά τα απλιτικά και πως η δημιουργία των εναλλασσόμενων ταινιών απλίτη-πηγματίτη οφείλεται σε ένα μηχανισμό ανακρυστάλλωσης και αντικατάστασης του απλιτικού σώματος. Ο μηχανισμός αυτός επιτυγχάνεται, σύμφωνα με τον συγγραφέα, με την κυκλοφορία στο πέτρωμα μεταγενέστερων διαλυμάτων, πλούσιων σε κάλιο.

Έτσι, μπορεί να υποθεθεί ότι κάποιος παρόμοιος μηχανισμός συνέβαλε στο σχηματισμό των πηγματιτών της Σιθωνίας. Έχει παρατηρηθεί ότι μεγάλου πάχους φλέβες πηγματίτη, με εγκλείσματα απλίτη, πλούσιες σε μοσχοβίτη, να «κόβουν» παλαιότερες φλέβες πηγματίτη, μικρότερου πάχους και χωρίς καθόλου μοσχοβίτη (Τσιλιμπάρη 1988).

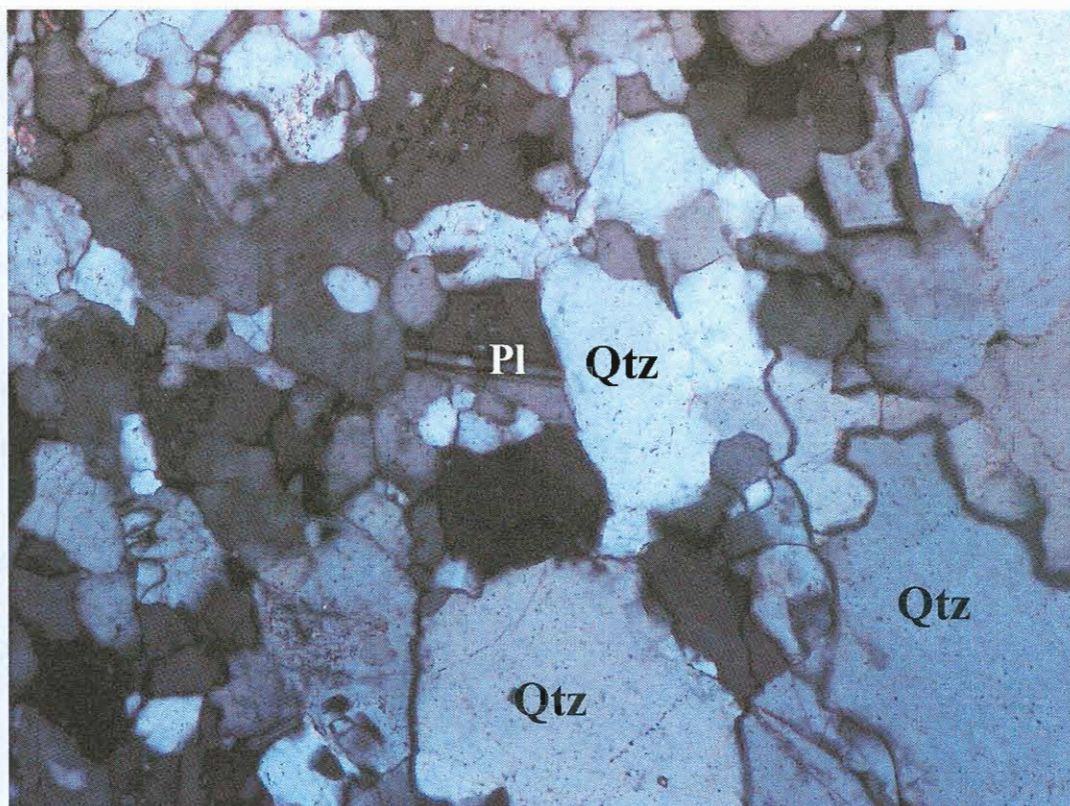
Η παρουσία άλλων χαρακτηριστικών, όπως η διείδυση κυρίως χαλαζία, αλλά και πλαγιόκλαστου ή μικροκλινή με τη μορφή συσσωματωμάτων μέσα στα διάκενα που δημιουργούνται σε μεγάλους κρυστάλλους μικροκλινή και πλαγιόκλαστου (Εικ. 4.1, 4.2) ή στις επιφάνειες αποχωρισμού του μικροκλινή που είναι παράλληλες στα επίπεδα ανάπτυξης μακροπεριθιών, επιβεβαιώνουν τη δράση μεταγενέστερων διαλυμάτων. Ακόμη, η παρουσία ταινιών μακροπεριθιών που τέμνονται μεταξύ τους ή διατρέχουν διαφορετικούς κρυστάλλους καλιούχων αστρίων που εφάπτονται μεταξύ τους, είναι στοιχείο που συμβάλει στην επιβεβαίωση της παραπάνω θεωρίας (Τσιλιμπάρη 1988), όπως επίσης και η ύπαρξη φλεβών που αρχικά αποτελούνται από μικροκρυσταλλικούς χαλαζία και πλαγιόκλαστο στη συνέχεια μετατρέπονται σε αλβίτη. Άλλα στοιχεία που συνηγορούν στην αποδοχή της θεωρίας είναι η παρουσία οδοντοτών κρυστάλλων χαλαζία (Εικ. 4.3), φαινόμενο που



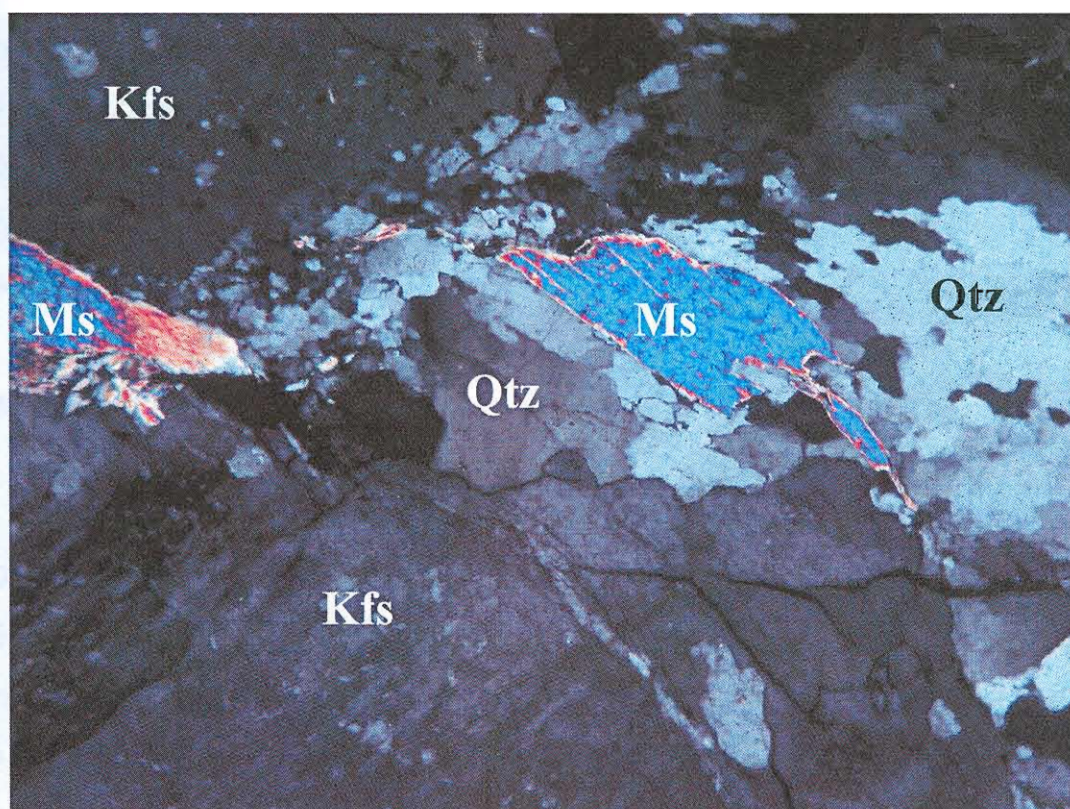
Εικ. 4.1. Χαλαζιακή φλέβα από χαλαζία (Qtz), πλαγιόκλαστο (Pl) και μοσχοβίτη (Ms), διεισδύει μέσα σε σπασίματα καλιούχου αστρίου (Kfs). Δείγμα STH-1 (5x N+, zoom 5.6).



Εικ. 4.2. Χαλαζιακή φλέβα από χαλαζία (Qtz), και μικροκρυστάλλους μοσχοβίτη (Ms) και πλαγιοκλάστου (Pl), διεισδύει σε περθιτωμένο καλιούχο άστρο (Kfs). Δείγμα STH-1 (10x N+, zoom 5.6).



Εικ. 4.3. Κρύσταλλοι χαλαζία (Qtz) με οδοντωτά όρια. Διακρίνονται επίσης κρύσταλλοι πλαγιόκλαστου (Pl). Δείγμα STH-3 (10x N+, zoom 5.6)



Εικ. 4.4. Φυλλάκια μοσχοβίτη (Ms) που «κατατρώγονται» από χαλαζία (Qtz) και βρίσκονται σε χαλαζιακή φλέβα μέσα σε σπασίματα μεταξύ κρυστάλλων αστρίων (Kfs). Δείγμα STH- 1 (10x N+, zoom 5.6).

παρατηρείται σε ανακρυσταλλομένους κρυστάλλους χαλαζία, καθώς επίσης και το φαινόμενο κατά το οποίο ο μοσχοβίτης φαίνεται να κατατρώγεται από χαλαζία (Εικ. 4.4).

Μακροσκοπικά οι πηγματίτες δημιουργούν πυκνά δίκτυα φλεβών στα περισσότερα τμήματα του Πλουτωνικού Συμπλέγματος (Εικ. 4.5), σε άλλα εμφανίζονται λιγότερες, μεμονωμένες και μικρότερου πάχους (Εικ. 4.6), ενώ δεν λείπουν και οι περιοχές όπου δεν παρατηρούνται σχεδόν καθόλου φλέβες (Λιναράκι) (Τσιλιμπάρη 1988). Οι πηγματιτικές φλέβες εμφανίζονται να ανακόπτουν άλλες φλέβες μικρότερου πάχους, κυρίως απλιτικής σύστασης (Εικ. 4.7), ενώ σε άλλες περιπτώσεις έχουν υποστεί την τεκτονική δράση (Εικ. 4.8). Τέλος, εντοπίζονται πηγματιτικές φλέβες που διεισδύουν σε μεταμορφωμένα πετρώματα της γύρω περιοχής (Εικ. 4.9, 4.10).

3.3 Ορυκτολογία

Η μελέτη των ορυκτών που αποτελούν τα συστατικά των πηγματιτών του Πλουτωνίτη Σιθωνίας στην παρούσα μελέτη βασίζεται στην οπτική εξέταση των λεπτών τομών, δηλαδή στην περιγραφή των ορυκτών και των χαρακτηριστικών που εμφανίζουν σε μικροσκοπική κλίμακα. Όπως προαναφέρθηκε τα κύρια συστατικά των πηγματιτών του Πλουτωνίτη Σιθωνίας είναι χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, πλαγιόκλαστο, μοσχοβίτης, ενώ σε μικρότερες ποσότητες, αλλά όχι αμελητέες, συμμετέχουν βιοτίτης και γρανάτης. Ακολούθως περιγράφονται ξεχωριστά τα παραπάνω ορυκτά, ενώ θα αναλυθούν και διάφορα χαρακτηριστικά που εμφανίζουν.

Χαλαζίας

Ο χαλαζίας εμφανίζεται με τη μορφή αλλοτριόμορφων κρυστάλλων με μέγεθος που ποικίλει ακόμη και μέσα στο ίδιο δείγμα, και είναι μεταξύ 0,04 mm και 1,5 mm, με μέσο μέγεθος κόκκων 600-800 μm , δηλαδή από πολύ μικρό, που εμφανίζεται μέσα στα διάκενα των σπασιμάτων των καλιούχων αστρίων, μέχρι του μεγέθους μεγακρυστάλλων αστρίων. Πολύ συχνά παρατηρούνται κρύσταλλοι χαλαζία με οδοντωτά όρια (Εικ. 4.11), πράγμα το οποίο είναι αποτέλεσμα της ανακρυστάλλωσης που υπέστη το πέτρωμα κατά τη μετατροπή του από απλιτικό σε πηγματιτικό. Ακόμη, κατά περιπτώσεις εμφανίζεται να περιβάλλει φυλλάρια μοσχοβίτη σχηματίζοντας ένα λεπτό κέλυφος. Πολύ συχνό είναι το φαινόμενο της

κυματοειδούς κατάσβεσης, τόσο σε συσσωματώματα κρυστάλλων χαλαζία όσο και σε γραφικές συμφύσεις που σχηματίζει με κρυστάλλους αστρίων (Εικ. 4.12, 4.13), γεγονός που οφείλεται στην τεκτονική καταπόνηση που έχει υποστεί. Σε ορισμένες περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί να σχηματίζει αποστρογγυλεμένες μορφές (σταγονόμορφες) που εγκλείονται μέσα σε καλιούχο άστριο (Τσιλιμπάρη 1988).

Καλιούχοι άστριοι

Οι καλιούχοι άστριοι συμμετέχουν με το μεγαλύτερο ποσοστό (42%-68%) στη σύσταση των πηγματιτών της Σιθωνίας, όπως προαναφέρθηκε. Στη συντριπτική τους πλειοψηφία είναι κρύσταλλοι μικροκλινή, αλλοτριόμορφοι, με σχετικά μεγάλο μέγεθος σε σχέση με τα υπόλοιπα ορυκτά, που φτάνει σε μήκος το 1,5 cm. Είναι ελαφρά εξαλλοιωμένοι (καολινίωση), και παρουσιάζουν πολύ συχνά την μικροκλινική πολυδυμία (κιγκλιδωτή), ενώ πολύ σπάνια εμφανίζεται η διδυμία Carlsbad (Εικ. 4.14, 4.15 και 4.16).

Σε ορισμένες περιπτώσεις εντοπίζονται οι σχισμοί κατά (010) και (001) δημιουργώντας σκαλόμορφα σχήματα. Συχνά παρατηρούνται μεγάλα σπασίματα μεταξύ των κρυστάλλων αστρίων, ως αποτέλεσμα των έντονων τεκτονικών διεργασιών που έχουν υποστεί, τα οποία έχουν πληρωθεί με απλιτικό υλικό, από διαλύματα που έχουν κυκλοφορήσει μέσα σ' αυτά.

Παρατηρούνται επίσης εγκλείσματα βιοτίτη, μοσχοβίτη, γρανατών και πλαγιόκλαστου μέσα σ' αυτά. Πολύ διαδεδομένες είναι οι συμφύσεις, όπως η παρουσία περθιτών, ενώ εντυπωσιακές γραφικές συμφύσεις μεταξύ χαλαζία και καλιούχων αστρίων παρατηρούνται σε όλα τα δείγματα. Ακόμη, συχνές είναι οι εμφανίσεις μυρμηκιτικών συμφύσεων, όπου σκωληκόμορφος χαλαζίας διεισδύει σε πλαγιόκλαστο στην επαφή του τελευταίου με καλιούχο άστριο.



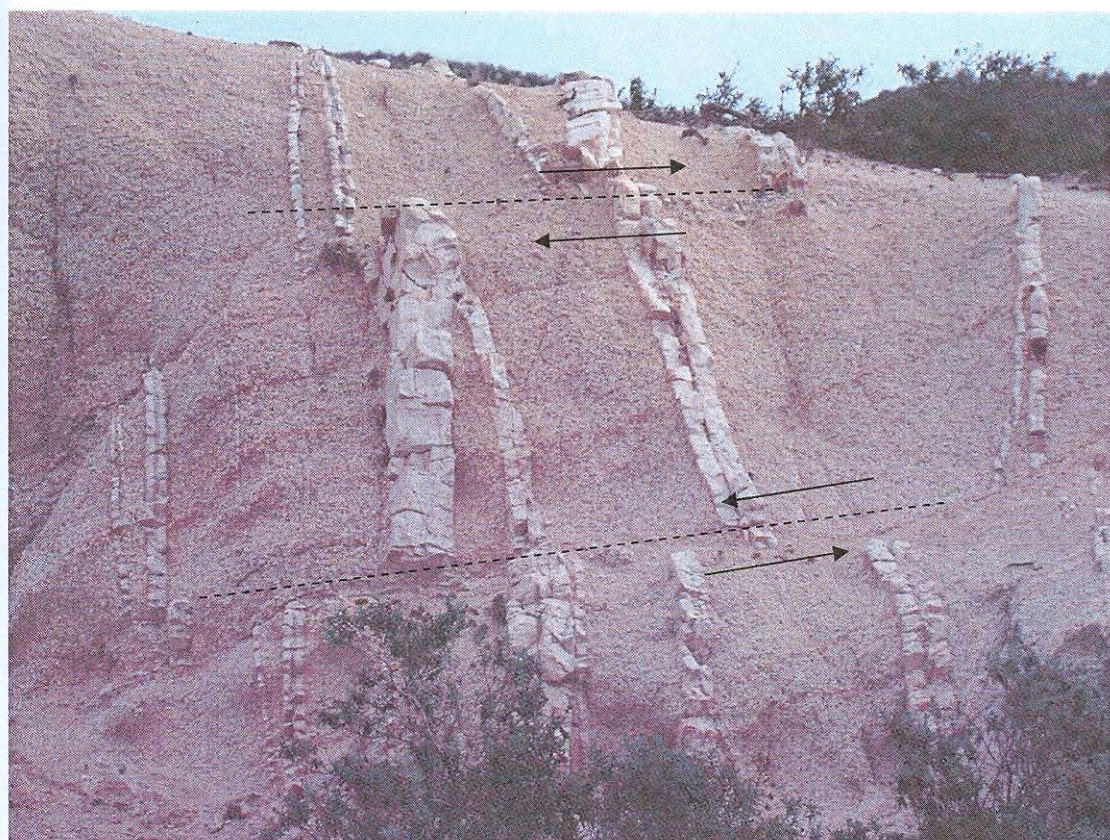
Εικ. 4.5. Δίκτυο πηγματιτικών φλεβών που διεισδύουν σε λευκογρανίτη στην περιοχή Αρμενιστής. Δείγμα STH-1.



Εικ. 4.6. Πηγματιτικές φλέβες σε κεροσιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη στην περιοχή Καλαμίτσι. Δείγμα STH-3.

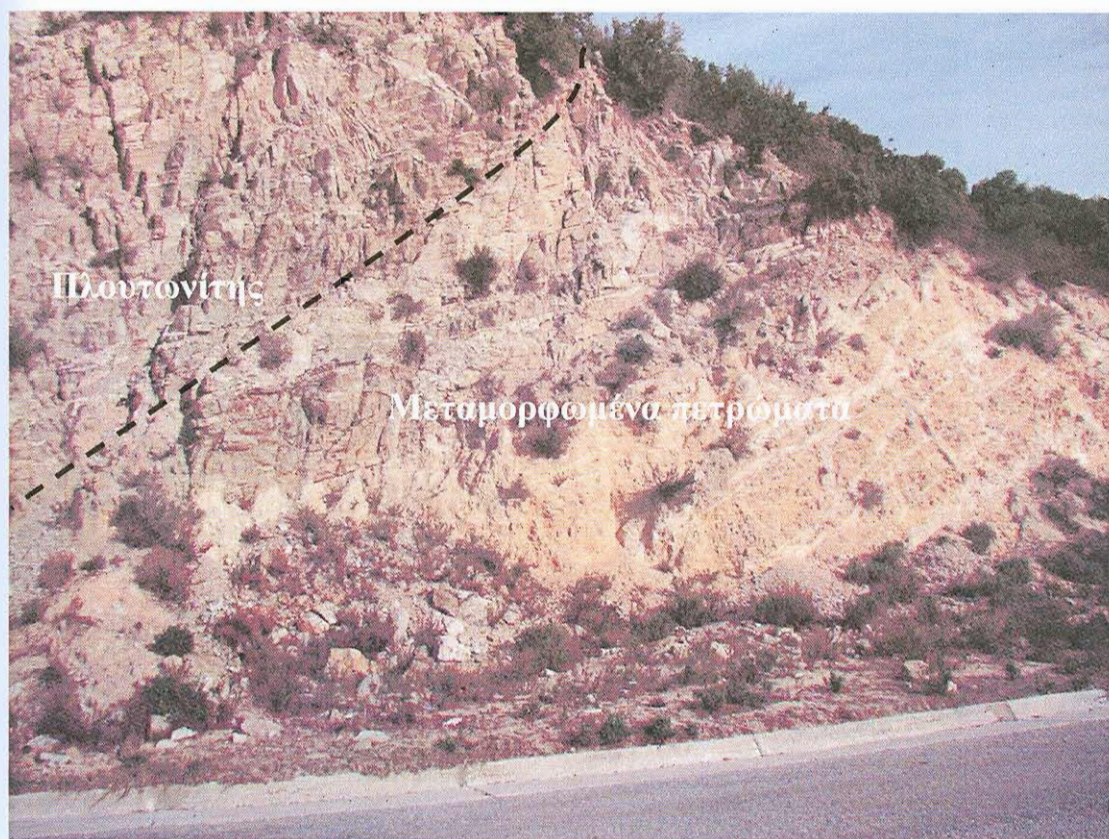


Εικ. 4.7. Πηγματιτικές φλέβες που ανακόπτουν άλλες παλαιότερες, απλιτικής σύστασης. Περιοχή Αχλάδα, δείγμα STH-2.

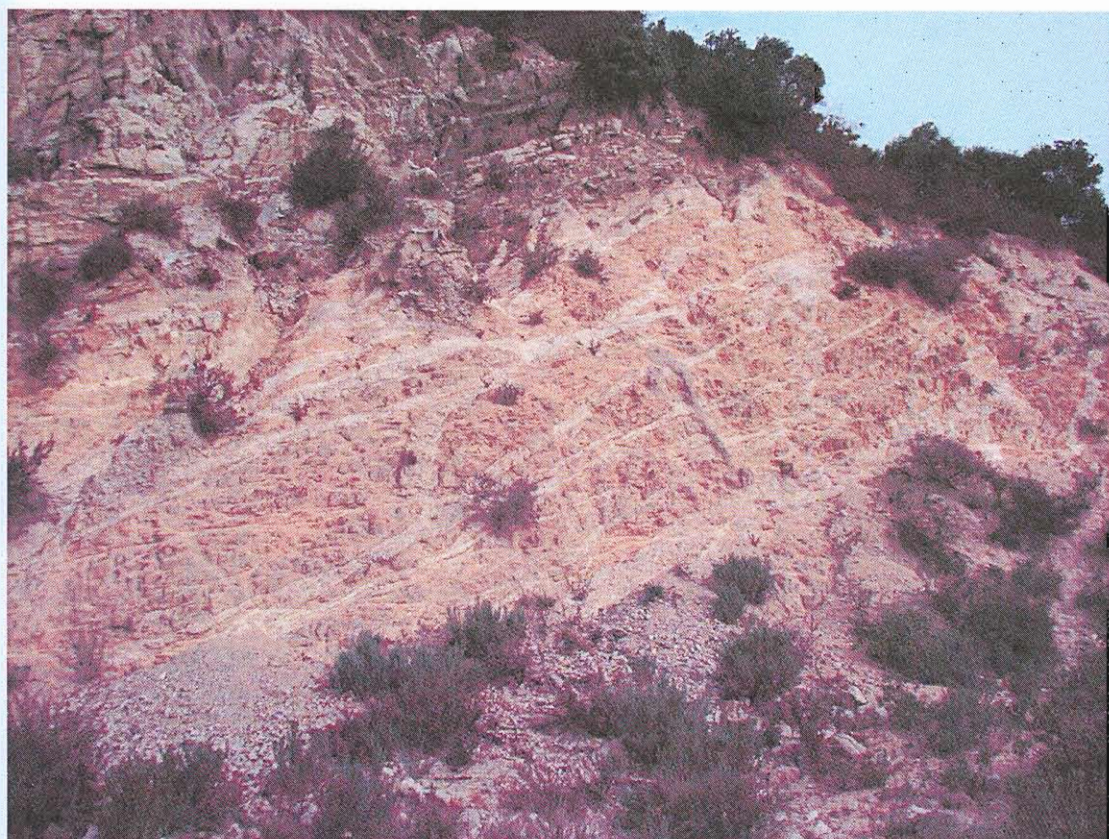


Εικ. 4.8. Πηγματιτικές φλέβες σε κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη που έχουν υποστεί τεκτονική δράση. Περιοχή Καλαμίτσι-Τορώνη, δείγμα STH-4.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

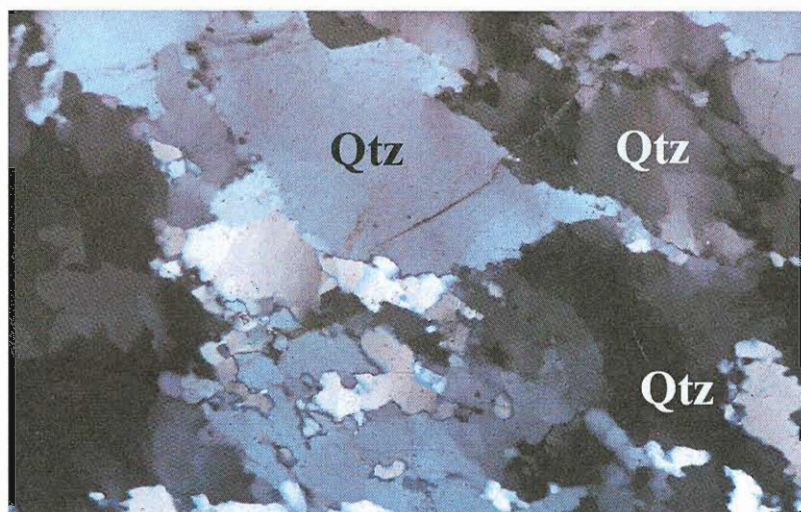


Εικ. 4.9. Δίκτυο πληγματιτικών φλεβών στην επαφή πλουτωνίτη-μεταμορφωμένων που διατρέχουν αμφότερα τα πετρώματα. Περιοχή Αρμενιστής, δείγμα STH-1.



Εικ. 4.10. Πληγματιτικές φλέβες σε μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου, κοντά στην επαφή με τον πλουτωνίτη. Περιοχή Αρμενιστής, δείγμα STH-1.

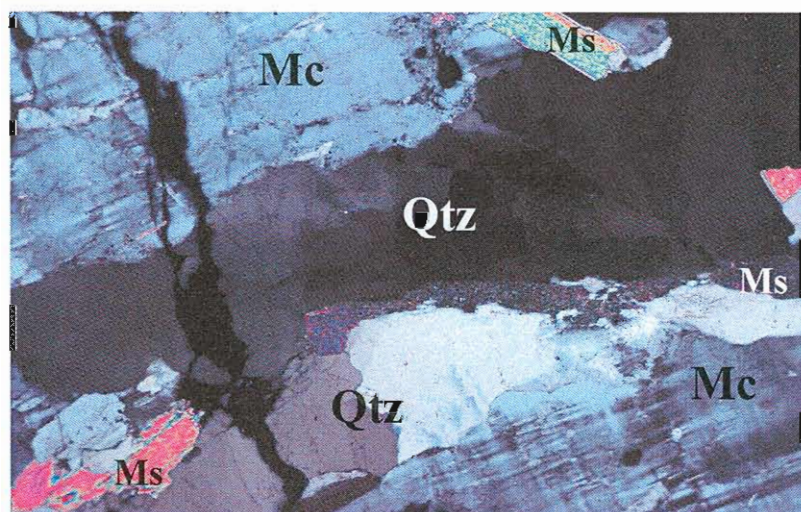
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



Εικ. 4.11. Κρύσταλλοι χαλαζία (Qtz) με κυματοειδή κατάσβεση, ενώ είναι ευδιάκριτα τα οδοντωτά όρια. Δείγμα STH-4 (5x N+, zoom 5,6).



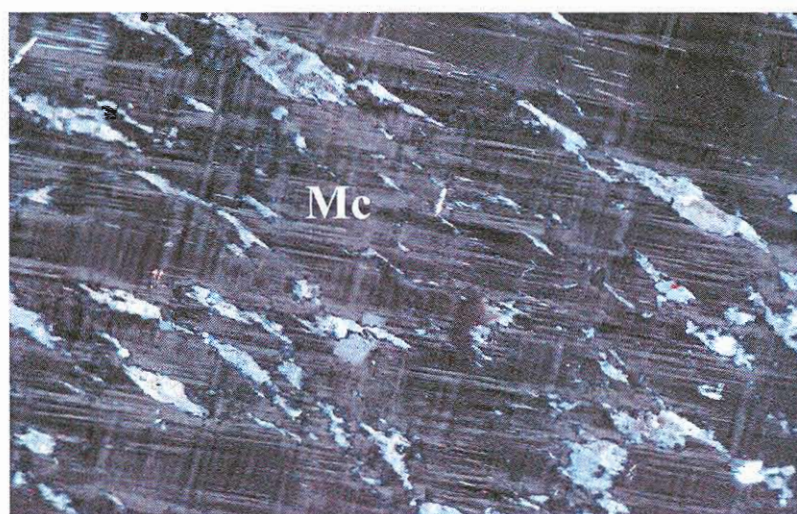
Εικ. 4.12. Συσσωμάτωμα κρυστάλλων χαλαζία (Qtz), όπου διακρίνεται η κυματοειδής κατάσβεση. Δείγμα STH-1 (5x N+, zoom 5,6).



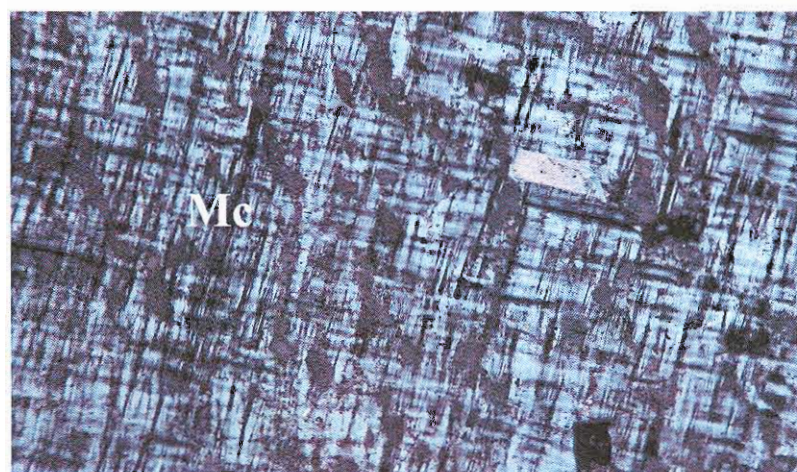
Εικ. 4.13. Κρύσταλλος χαλαζία (Qtz) που παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση σε σύμφυση με μικροκλινή (Mc) και μοσχοβίτη (Ms). Δείγμα STH-2 (5x, zoom 4,0).



Εικ. 4.14. Μικροκλινής (Mc) με τη χαρακτηριστική μικροκλινική (κιγκλιδωτή) πολυδυμία. Διακρίνονται, επίσης, χαλαζίας (Qtz) και μοσχοβίτης (Ms). Δείγμα STH-2 (5x, zoom 4,0).



Εικ. 4.15. Περθιτιωμένος μικροκλινής (Mc) με τη κιγκλιδωτή πολυδυμία. Δείγμα STH-3 (5x N+, zoom 5,6).



Εικ. 4.16. Περθιτιωμένος μικροκλινής (Mc) με τη κιγκλιδωτή πολυδυμία. Δείγμα STH-6 (5x N+, zoom 5,6).

Ο μοσχοβίτης εμφανίζεται σε όλα τα δείγματα πηγματιτών της Σιθωνίας, με διαφορετικό, όμως, ποσοστό στο καθένα. Η μορφή του είναι άλλοτε μεγάλα φυλλάρια, στους πλούσιους σε μοσχοβίτη πηγματίτες, άλλες φορές παρουσιάζεται με τη μορφή επιμήκων υποπαράλληλων κρυστάλλων και μικρών βελονοειδών κρυστάλλων μέσα σε σπασίματα καλιούχων αστρίων μαζί με χαλαζία και πλαγιόκλαστο. Το μέγεθός του φτάνει τα 1,75 mm, ενώ εμφανίζει τα χαρακτηριστικά υψηλά χρώματα πόλωσης, και παρουσιάζει μαρμαρυγή σε θέση κατάσβεσης (Εικ. 4.17, 4.18).

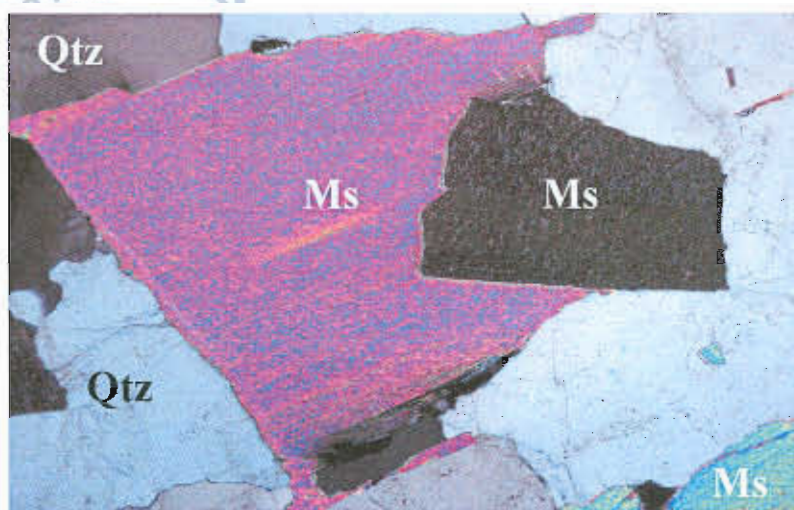
Σε ορισμένα δείγματα παρατηρείται γύρω από τα φυλλάρια μοσχοβίτη ένα λεπτό κέλυφος από χαλαζία, γεγονός που ενισχύει την άποψη περί κυκλοφορίας μεταγενέστερων διαλυμάτων (Τσιλιμπάρη 1988).

Πλαγιόκλαστο

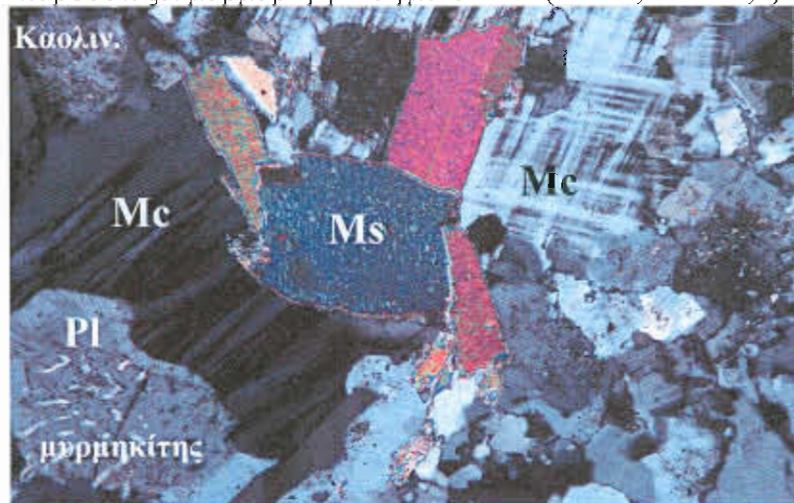
Πλαγιόκλαστα παρατηρούνται σε όλα τα δείγματα. Το μέγεθός τους ποικίλει από 0,04 mm μέχρι 4 mm. Εμφανίζει πολύ συχνά εντυπωσιακές πολυδυμίες ακολουθώντας τον αλβιτικό νόμο (Εικ. 4.19, 4.20 και 4.21), ενώ παρατηρούνται κρύσταλλοι πλαγιόκλαστου να εγκλείονται μέσα σε περθιτικό καλιούχο άστρο (ποικιλτικός ιστός). Οι περισσότεροι κρύσταλλοι πλαγιόκλαστου είναι σερικτιτωμένοι σε διαφορετικό βαθμό, ενώ σπάνια παρατηρούνται ζωνώδεις κρύσταλλοι που στον πυρήνα τους είναι έντονα σερικτιτωμένοι (Τσιλιμπάρη 1988). Ακόμη, παρατηρούνται κρύσταλλοι όπου οι ταινίες πολυδυμίας εμφανίζονται να έχουν καμφθεί, εξαιτίας της έντονης τεκτονικής καταπόνησης του πετρώματος (Εικ. 4.19, 4.20 και 4.21).

Βιοτίτης

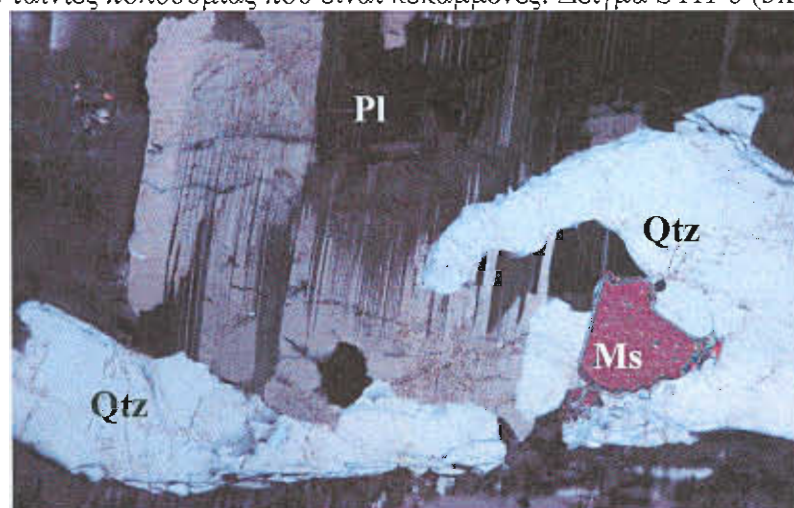
Ο βιοτίτης εμφανίζεται σε μερικά μόνο δείγματα και το μέγεθος του δεν ξεπερνά τα 50 μm . Ωστόσο, σε σπάνιες περιπτώσεις παρατηρούνται μεγάλα φυλλάρια που φτάνουν το μέγεθος του μοσχοβίτη. Έχει καστανωπό χρώμα, ενώ συχνά εμφανίζεται να έχει μετατραπεί σε μοσχοβίτη, με υπολείμματα βιοτίτη να εντοπίζονται μέσα στους κρυστάλλους μοσχοβίτη. Τέλος, σε ορισμένες περιπτώσεις εμφανίζεται έντονα οπακτιτωμένος (Εικ. 4.22).



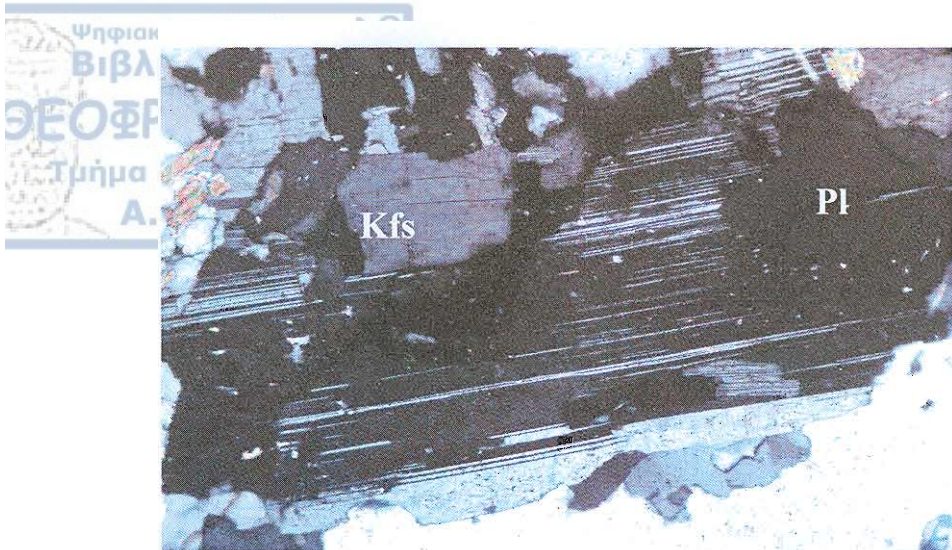
Εικ. 4.17. Φυλλάρια μοσχοβίτη με υψηλά χρώματα πόλωσης, που σε θέση κατάσβεσης παρουσιάζει μαρμαρυγή. Δείγμα STH-2 (5x N+, zoom 4,0).



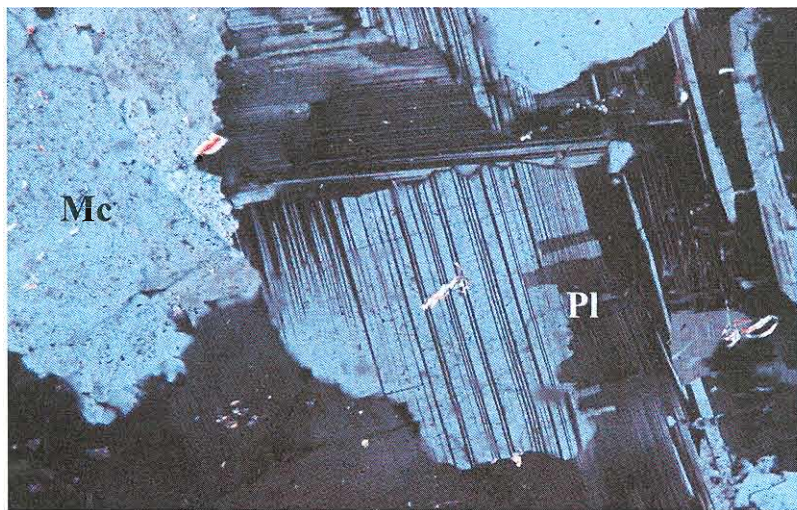
Εικ. 4.18. Φυλλάρια μοσχοβίτη μεταξύ κρυστάλλων μικροκλινή (Mc), χαλαζία (Qtz) και πλαγιόκλαστου (Pl). Διακρίνονται επίσης εικόνες μυρμηκίτη, καολινίωσης και κρυστάλλων μικροκλινή με ταινίες πολυδυμίας που είναι κεκαμμένες. Δείγμα STH-6 (5x N+, zoom 5,6).



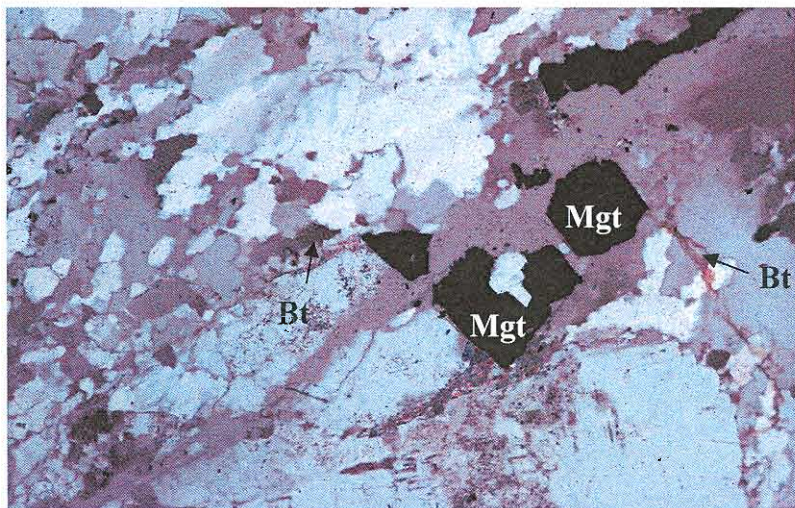
Εικ. 4.19. Πλαγιόκλαστο (Pl) με ελαφρώς κεκαμμένες ταινίες πολυδυμίας. Δείγμα STH-2 (5x N+, zoom 4,0).



Εικ. 4.20. Πλαγιόκλαστο (Pl) με ελαφρά κεκαμμένες ταινίες πολυδυμίας κατά τον αλβιτικό νόμο, ενώ διακρίνεται και ο σχισμός σε καλιούχο άστρο (Kfs). Δείγμα STH-3 (10x N+, zoom 4,0).



Εικ. 4.21. Πλαγιόκλαστα (Pl) με ελαφρώς κεκαμμένες ταινίες πολυδυμίας, σε σύμφυση με μικροκλινή (Mc). Δείγμα STH-5 (5x N+, zoom 5,6).



Εικ. 4.22. Βιοτίτης (Bt) που έχει υποστεί αλλοίωση (οπακίτιωση), με συνέπεια τη μετατροπή τους σε μαγνητίτη (Mgt). Δείγμα STH-4 (5x N-, zoom 5,6).

Γρανάτες εμφανίζονται σε ελάχιστες περιπτώσεις με μικρό αριθμό κρυστάλλων, όπως και ο βιοτίτης, σε σύμφυση με μικροκλινή και πλαγιόκλαστο. Έχουν μέγεθος μέχρι 50 μμ, ενώ το σχήμα τους είναι ιδιόμορφο με αποστρογγυλεμένα όρια ή μπορεί να εμφανίζονται σπασμένοι, λόγω της τεκτονικής δράσης (Εικ. 4.23, 4.24).

Γραφικές συμφύσεις

Οι γραφικές συμφύσεις που παρατηρούνται στους πηγματίτες του Πλουτωνικού Συμπλέγματος της Σιθωνίας είναι πολύ διαδεδομένες σε όλους τους τύπους πηγματιτών, αποδίδοντας εντυπωσιακές εικόνες κατά την εξέταση τους σε πολωτικό μικροσκόπιο. Οι γραφικές συμφύσεις είναι αυτές που αναπτύσσονται από κρυστάλλους χαλαζία και καλιούχου αστρίου, στην περίπτωση αυτή μικροκλινή (Εικ. 4.25-4.28).

Για τον τρόπο σχηματισμού τους έχουν διατυπωθεί αρκετές απόψεις. Σύμφωνα με τον Simpson (1962), ο ιστός οφείλεται στη ταυτόχρονη κρυστάλλωση χαλαζία-αστρίου, ενώ αργότερα ανακαλύφθηκε μια σχετικά σταθερή αναλογία 1:3 μεταξύ χαλαζία και αστρίου, που οδήγησε στο συμπέρασμα της ευτηκτικής κρυστάλλωσης. Άλλοι ερευνητές αντίκρουσαν αυτή την άποψη, ισχυριζόμενοι πως υπάρχουν μεγάλες διακυμάνσεις στην περιεκτικότητα του χαλαζία, ενώ άλλοι απέδωσαν την μορφή του ιστού σε μία διαδικασία αντικατάστασης.

Κατά τον Simpson (1962), η σύγχρονη ανάπτυξη αστρίου και χαλαζία κατά μήκος επιφάνειας, όχι απαραίτητα επιπέδου συμμετρίας για κάποιο από τα δύο ορυκτά, οδηγεί στην παρεμπόδιση της ορθής ανάπτυξης του κρυστάλλου χαλαζία από τον κρύσταλλο αστρίου, με αποτέλεσμα ο χαλαζίας να αλλάζει διεύθυνση ανάπτυξης, ως απλός κρύσταλλος ή ως διακλαδιζόμενος κρύσταλλος. Έτσι, δημιουργείται ένα δίκτυο σκελετώδους κρυστάλλου χαλαζία, του οποίου η τομή κάθετη στον c άξονα συμμετρίας αποδίδει την εικόνα της γραφικής σύμφυσης.

Ο Černý (1971) ισχυρίζεται πως οι γραφικές συμφύσεις χαλαζία-καλιούχου αστρίου είναι προϊόντα ενός τελικού σταδίου κλασματικής κρυστάλλωσης, ενώ ο Fenn (1986) κατέληξε πως ο σχηματισμός γραφικών συμφύσεων οφείλεται σε σύγχρονη κρυστάλλωση καθοδηγούμενη από την κινητική της ανάπτυξης των κρυστάλλων και τη διάχυση. Μία ανωμαλία του ρυθμού ανάπτυξης του αστρίου και της ικανότητας διάχυσης του πυριτίου οδηγεί στην ανάπτυξη μιας εμπλουτισμένης οριακής επιφάνειας, που αναγκάζεται να

μετατραπεί από επίπεδη σε κυψελώδη, η οποία στη συνέχεια πληρώνεται με διοξείδιο του πυριτίου με αποτέλεσμα των σχηματισμό πυρήνων χαλαζία ταυτόχρονα με τον άστριο.

Οι Seclaman and Constantinescu (1972) απέδωσαν τη δημιουργία γραφικών συμφύσεων σε μετασωμάτωση κατά την οποία διαλύματα διείσδυσαν σε σπασίματα ή σε όρια κρυστάλλων σχηματίζοντας τη μορφή του σκελετώδους χαλαζία, αφού διέκριναν συμφύσεις χαλαζία με δύο διαφορετικούς κρυστάλλους αστρίων διαφορετικού προσανατολισμού, αλλά και ανάπτυξη γραφικής σύμφυσης χαλαζία με άλλα ορυκτά, όπως μοσχοβίτη αλλά και σε σπασίματα πλαγιόκλαστου.

Μυρμηκιτικές συμφύσεις

Όπως προαναφέρθηκε, αρκετά συχνές είναι και οι μυρμηκιτικές συμφύσεις, δηλαδή η παρουσία σκωληκόμορφου χαλαζία μέσα σε πλαγιόκλαστα στην επαφή των τελευταίων με καλιούχο άστριο (Εικ. 4.29, 4.30). Οι επικρατούσες απόψεις για τη δημιουργία του συγκεκριμένου τύπου ιστού είναι, όπως αναφέρονται από τον Phillips (1974):

- i. Ταυτόχρονη ή άμεση κρυστάλλωση
- ii. Αντικατάσταση του καλιούχου αστρίου από πλαγιόκλαστο
- iii. Αντικατάσταση πλαγιόκλαστου από καλιούχο άστριο
- iv. Διάμειξη σε στερεά κατάσταση
- v. Ανακρυστάλλωση χαλαζία που συνδέεται με βλαστικό πλαγιόκλαστο
- vi. Συνδυασμοί των παραπάνω απόψεων

Από τις παραπάνω απόψεις ο Widenfalk (1969) υποστήριξε την τέταρτη, σύμφωνα με την οποία το αρχικό πλαγιόκλαστο έχει περίπου την ίδια σύσταση με το μυρμηκιτωμένο πλαγιόκλαστο, το οποίο όμως έχει χαμηλότερη περιεκτικότητα σε κάλιο από το αρχικό. Οι καλιούχοι άστριοι έχουν λιγότερο νάτριο και ασβέστιο στην περιφέρεια απ' ότι στο κέντρο, πράγμα που θεωρήθηκε το σημαντικότερο γεγονός για την θεωρία περί σχηματισμού του μυρμηκιτικού ιστού με διάμειξη σε στερεά κατάσταση. Η συμμετοχή του χαλαζία στους μυρμηκίτες εξαρτάται από την περιεκτικότητα των πλαγιόκλαστων σε ασβέστιο, γι' αυτό τα πιο βασικά πλαγιόκλαστα βρίσκονται σε μυρμηκίτες πλούσιους σε χαλαζία.

Περθίτες

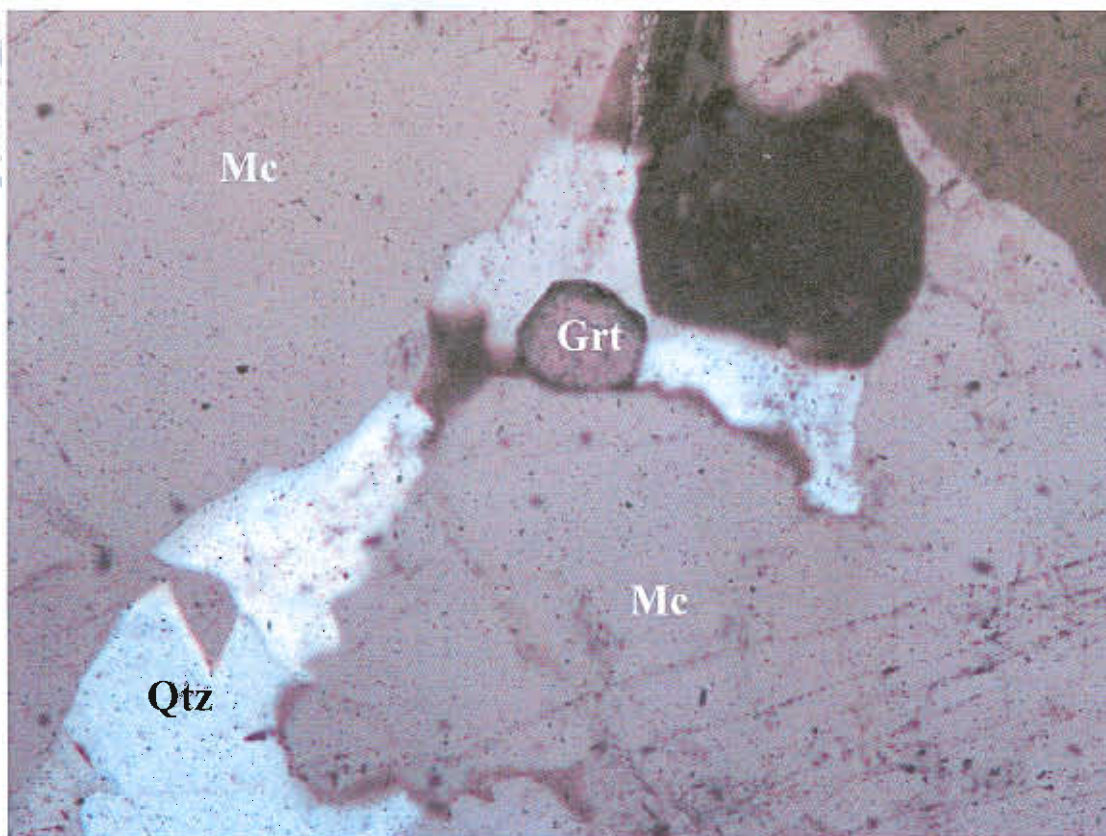
Πολύ συνηθισμένες στους πηγματίτες της Σιθωνίας είναι οι εικόνες περθιτών, που δημιουργούνται από τη σύμφυση καλιούχου και νατριούχου φάσης σε κρυστάλλους αστρίων, όπου η αναλογία της καλιούχου φάσης είναι μεγαλύτερη (Εικ. 4.31, 4.32 και 4.33). Το αντίστροφο φαινόμενο, δηλαδή μεγαλύτερη αναλογία νατριούχου φάσης που να δημιουργεί φαινόμενα αντιπερθιτών δεν έχει παρατηρηθεί (Τσιλιμπάρη 1988).

Ανάλογα με το μέγεθος της νατριούχου φάσης των περθιτών, προτάθηκε από τους Soldatos (1962) και Laves and Soldatos (1963) η παρακάτω ταξινόμηση:

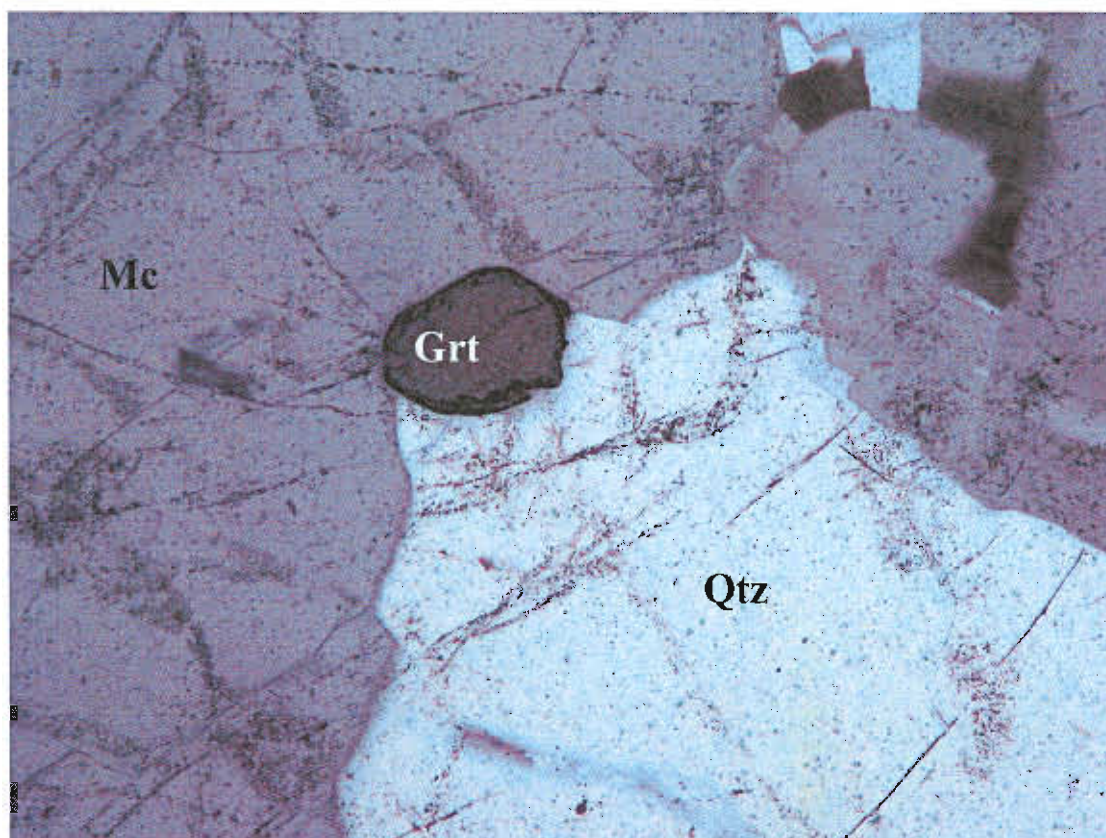
- i. Μακροπερθίτες (πάχος $> 0,5$ mm), που είναι ορατοί με γυμνό μάτι,
- ii. Μικροπερθίτες (πάχος $< 0,5$ mm), που διακρίνονται μόνο με τη χρήση μικροσκοπίου,
- iii. Κρυπτοπερθίτες, που εντοπίζονται μόνο ακτινογραφικά.

Το πετρολογικό περιβάλλον θεωρείται πως σχετίζεται με τη δημιουργία των περθιτών. Σύμφωνα με τον Smith (1974) με βάση μελέτες που έγιναν σε μικροκλινικούς περθίτες πηγματιτών, έδειξε ότι οι απλοί γρανιτικοί πηγματίτες εμφανίζουν μικρότερη αντικατάσταση από επίδραση μεταγενέστερων διαλυμάτων, πλούσιων σε Na, απ' ότι οι σύνθετοι πηγματίτες, που είναι πλούσιοι σε σπάνια στοιχεία, με αποτέλεσμα ο ιστός των πρώτων να εμφανίζεται πιο κανονικός από των άλλων. Ακόμη, οι Chayes (1952) και Smith (1961) αναφέρονται πως οι εξωτερικές πιέσεις παίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία πηγματιτών, γι' αυτό και υπάρχει μεγάλη ποικιλία ιστών στους περθίτες (Τσιλιμπάρη 1988). Η γένεση των περθιτών ακολουθεί περισσότερες από μία διαδικασίες σχηματισμού, οι οποίες είναι η διάμειξη, η αντικατάσταση, η πλήρωση κενών και η σύγχρονη ανάπτυξη.

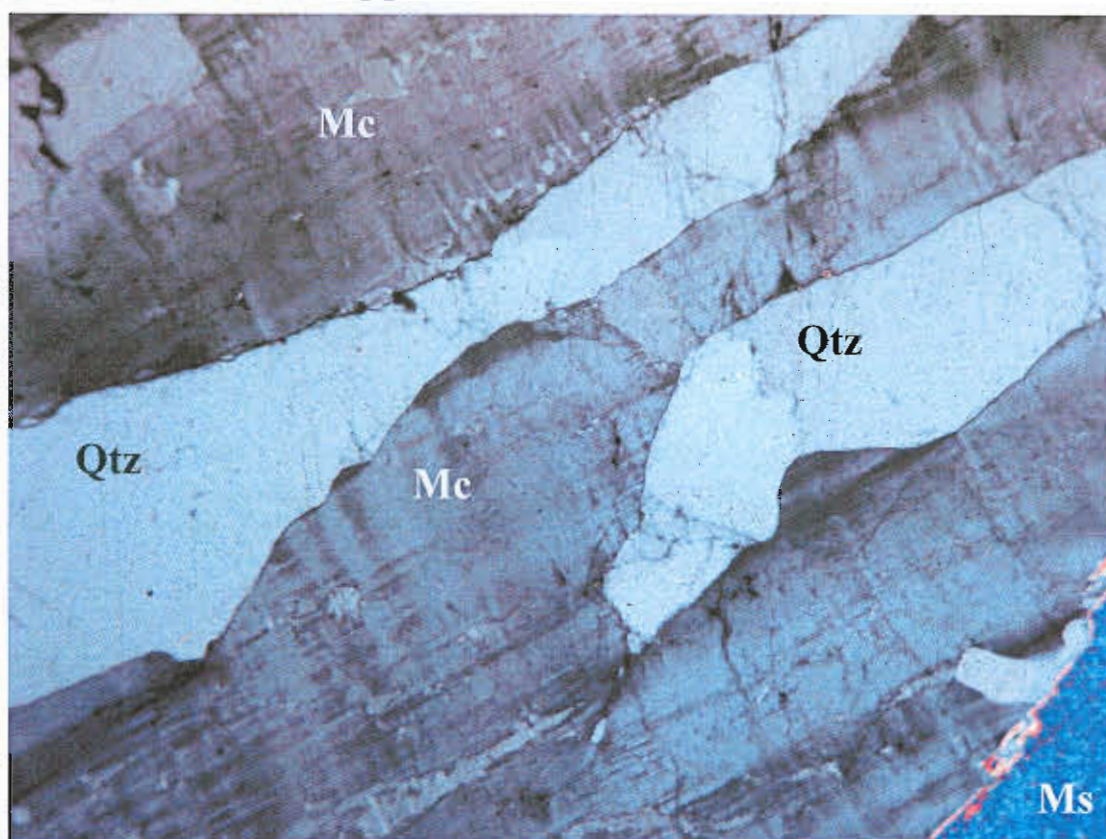
Οι πηγματίτες της Σιθωνίας εμφανίζουν δύο μορφές περθιτών, τους μακροπερθίτες και τους μικροπερθίτες. Οι μακροπερθίτες δημιουργήθηκαν πιθανότατα από την κυκλοφορία μεταγενέστερων διαλυμάτων στα σπασίματα καλιούχων αστρίων, όπου κρυσταλλώθηκε το πλούσιο σε Na περιεχόμενό τους, ενώ οι μικροπερθίτες σχηματίστηκαν κατά την κρυστάλλωση των πηγματιτών (Τσιλιμπάρη 1988). Ιστολογικά, οι μικροπερθίτες χαρακτηρίζονται ως νηματώδεις, μεμβρανώδεις, φλογοειδείς, που οφείλουν το σχηματισμό τους στη διαδικασία της διάμειξης (Higazy 1949, Babu 1969), και ως ταινιωτοί ή φλεβοειδείς, που είναι αποτέλεσμα αντικατάστασης (Higazy 1949).



Εικ. 4.23. Κρύσταλλος γρανάτη με αποστρογγυλεμένες άκρες. Χαλαζίας (Qtz), μικροκλινής (Mc). Δείγμα STH-5 (10x N-, zoom 5,6).



Εικ. 4.24. Κρύσταλλος γρανάτη (Grt) με αποστρογγυλεμένα όρια, ενώ διακρίνεται και η ύπαρξη μιας επιφάνειας αποχωρισμού. Δείγμα STH-5 (10x N-, zoom 5,6).



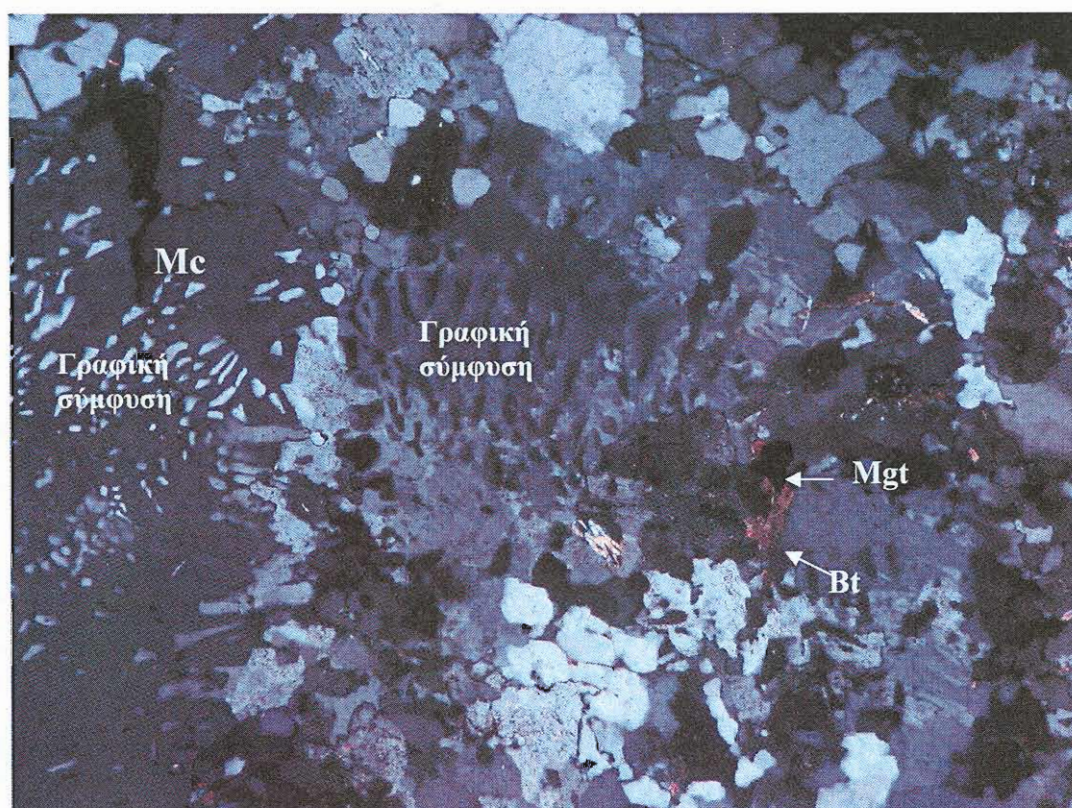
Εικ. 4.25. Γραφική σύμφυση μεταξύ χαλαζία (Qtz) και μικροκλινή (Mc). Μοσχοβίτης (Ms). Δείγμα STH-2 (5x N+, zoom 4,0).



Εικ. 4.26. Γραφική σύμφυση μεταξύ χαλαζία (Qtz) και μικροκλινή (Mc). Δείγμα STH-4 (5x N+, zoom 4,0).



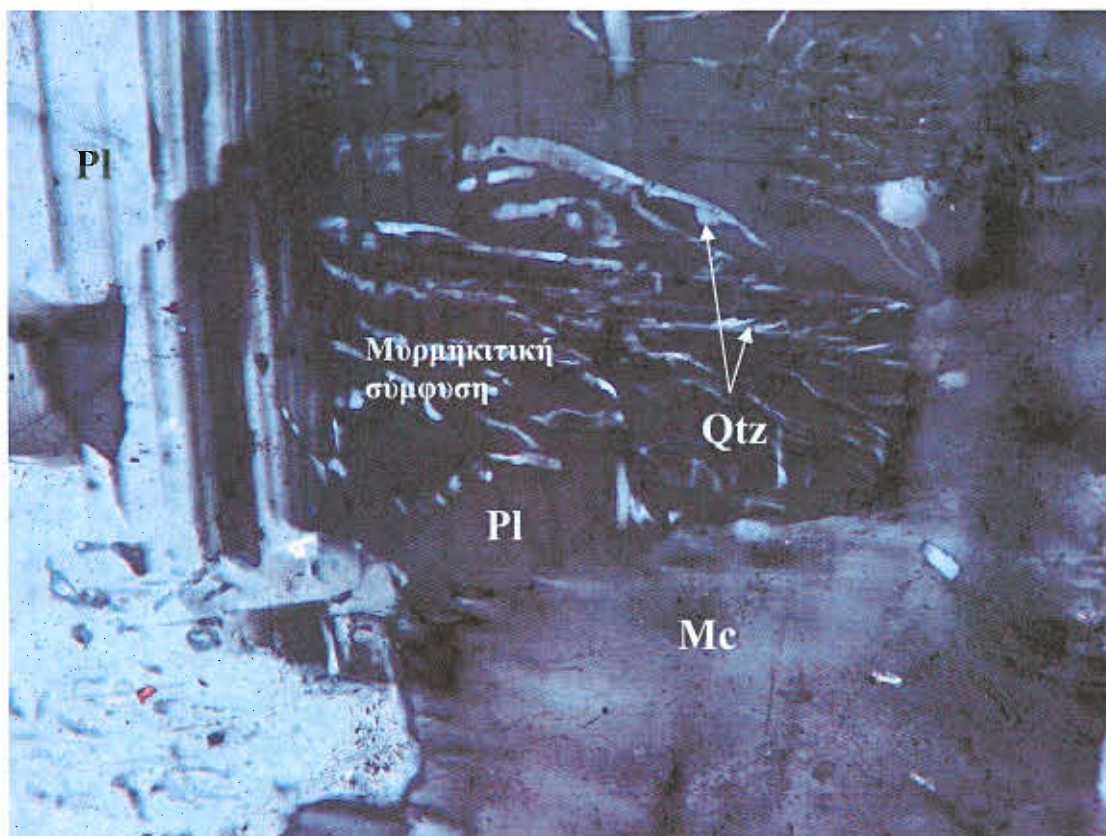
Εικ. 4.27. Γραφική σύμφυση σε μεγακρύσταλλο μικροκλινή (Mc) με χαλαζία (Qtz). Δείγμα STH-4 (5x N+, zoom 4,0).



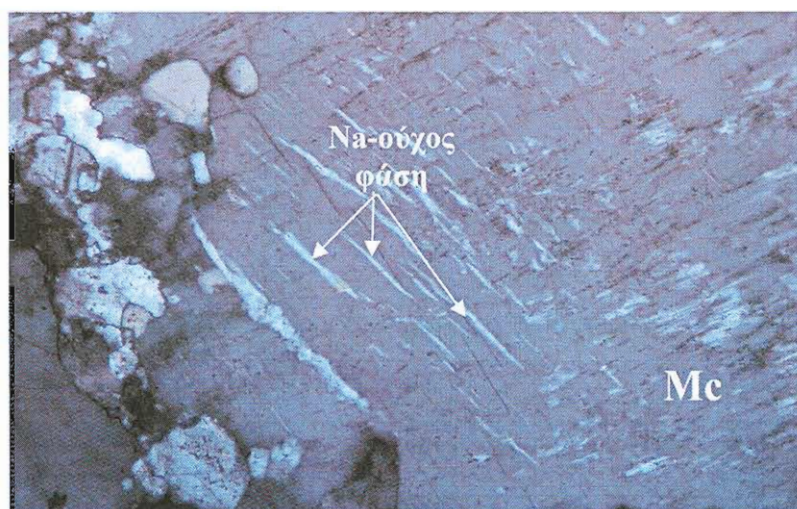
Εικ.4.28. Γραφική σύμφυση σε δύο διαφορετικούς κρυστάλλους μικροκλινή (Mc) με διαφορετικό προσανατολισμό. Επίσης, διακρίνεται βιοτίτης (Bt) που μετατρέπεται σε μαγνητίτη (Mgt) (οπακίτιωση). Δείγμα STH-4 (5x N+, zoom 5,6).



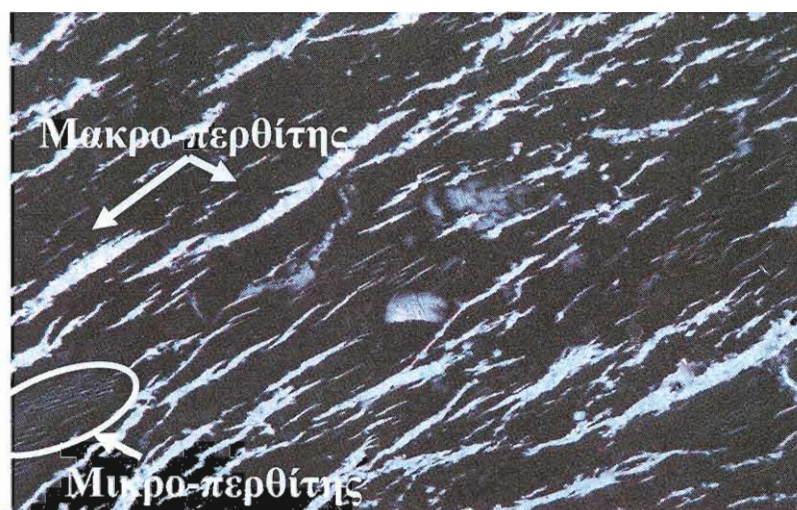
Εικ. 4.29. Μυρμηκιτική σύμφυση μεταξύ πλαγιокλάστου (Pl) και χαλαζία (Qtz), στην επαφή του πλαγιокλάστου με περθιτιωμένο μικροκλινή (Mc). Δείγμα STH-3 (10x N+, zoom 5,6).



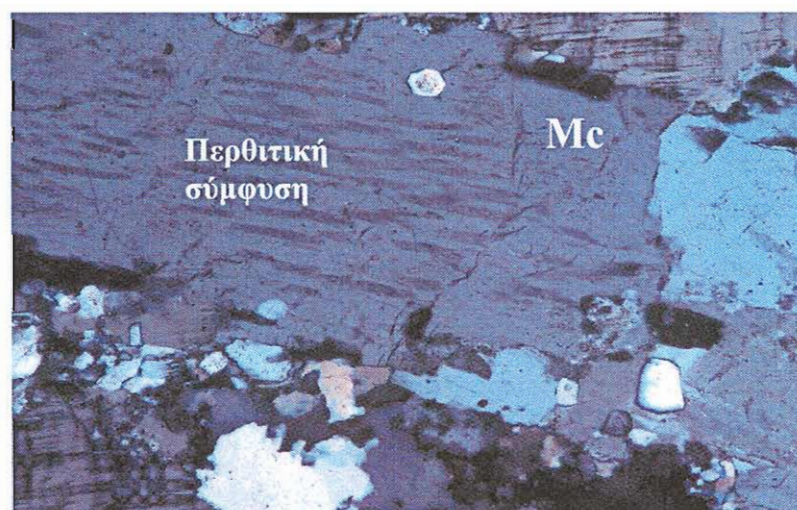
Εικ. 4.30. Ανάπτυξη μυρμηκίτη σε πλαγιόκλαστο (Pl) στην επαφή του με μικροκλινή (Mc). Δείγμα STH-5 (10x N+, zoom 5,6).



Εικ. 4.31. Περθιτικές συμφύσεις καλιούχου με νατριούχο φάση σε μεγακρύσταλλο μικροκλινή (Mc), κατά δύο τεμνόμενες διευθύνσεις. Δείγμα STH-1 (10x N+, zoom 5,6).



Εικ. 4.32. Μάκρο- και μικρο-περθίτες. Δείγμα STH-6 (5x N+, zoom 5,6).



Εικ. 4.33. Περθίτες σε κρύσταλλο μικροκλινή (Mc). Δείγμα STH-6 (5x N+, zoom 5,6).

3.4 Γεωχημεία

Σύμφωνα με την Τσιλιμπάρη (1988), τα κύρια στοιχεία των πηγματιτών της Σιθωνίας ακολουθούν παρόμοιες τάσεις με τα κύρια στοιχεία του γρανοδιορίτη. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρείται ελαφρά αύξηση του διοξειδίου του πυριτίου (SiO_2), αύξηση του οξειδίου του καλίου (K_2O), όπως και του αθροίσματος των αλκαλίων ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), ελάττωση των οξειδίων αργιλίου (Al_2O_3), νατρίου (Na_2O), ασβεστίου (CaO), δισθενούς και τρισθενούς σιδήρου (FeO , Fe_2O_3), μαγνησίου (MgO), ενώ αντίθετα τα οξείδια μαγγανίου (MnO), τιτανίου (TiO_2), φωσφόρου (P_2O_5) και το άθροισμα των οξειδίων του σιδήρου ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), είτε παραμένουν σταθερά, είτε μειώνονται ελαφρά.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις, η συγγραφέας καταλήγει στο συμπέρασμα πως οι πηγματίτες της περιοχής αποτελούν προϊόντα των τελευταίων σταδίων διαφοροποίησης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Στον πίνακα 4.1 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις που έγιναν για τους πηγματίτες του πλουτωνίτη της Σιθωνίας από την Τσιλιμπάρη (1988).

3.5 Γένεση των πηγματιτών

Σύμφωνα με το μοντέλο των Jahns and Burnham (1969), το πηγματιτικό μάγμα μπορεί να προέλθει από τη μερική τήξη του φλοιού ή ως υπολειμματικό τήγμα ενός μαγματικού όγκου που αποτελείται από άνυδρες κρυσταλλικές φάσεις.

Το γρανιτικής σύστασης μάγμα θα κρυσταλλωθεί ακολουθώντας την εξής διαδικασία:

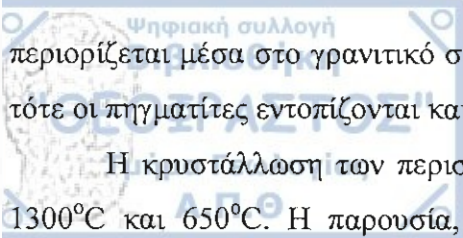
1. Από το ένδρο πυριτικό τήγμα κρυσταλλώνονται αρχικά άνυδρες φάσεις, με την παρουσία ή μη OH -φάσεων. Το πέτρωμα που προκύπτει έχει φανεριτικό, αδρόκοκκο ιστό, και άλλοτε χαρακτηρίζεται ως γρανίτης, άλλοτε ως πηγματίτης.
2. Κρυστάλλωση από πυριτικό τήγμα και ένα άλλο συνυπάρχον πυριτικό υγρό με πολύ χαμηλότερο ιξώδες. Αποτέλεσμα αυτού είναι ο σχηματισμός κρυστάλλων μεγάλων διαστάσεων, αλλά και ταυτόχρονη κρυστάλλωση λεπτόκοκκου υλικού. Ο διαχωρισμός των συστατικών μεταξύ πυριτικού τήγματος και υδατικής φάσης, ή πολύ γρήγορη διάχυση των συστατικών διαμέσου της υδατικής φάσης και η άνοδος του υγρού μέσα στο τήγμα προκαλούν το σχηματισμό σωμάτων, όπως λοβών, ζωνών και άλλων σωμάτων με ανάλογη σύσταση και ιστό.

Πίνακας 4.1. Χημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων των πηγματιτών του πλουτωνίτη Σιθωνίας, κατά Τσιλιμπάρη (1988).

	Δείγμα							
	SI-14	SI-16	SI-9	SI-31	SI-21	SI-3	STH-4	SI-19
	κ.β. %							
SiO ₂	71,77	67,05	74,53	74,56	75,09	74,37	74,21	74,47
Al ₂ O ₃	15,64	18,20	14,64	14,12	14,35	14,60	14,63	14,96
Fe ₂ O ₃	0,45	0,36	0,31	0,21	0,15	0,03	0,39	0,01
FeO	0,13	0,29	0,27	0,44	0,56	0,60	0,10	0,55
MgO	0,00	0,19	0,00	0,02	0,01	0,08	0,10	0,16
CaO	0,20	0,28	0,35	0,60	0,41	0,59	0,60	0,70
Na ₂ O	3,27	4,29	3,80	3,78	4,77	4,80	3,67	5,02
K ₂ O	8,56	9,26	5,96	6,28	4,38	4,62	5,62	4,13
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04	0,06	0,03
MnO	0,04	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,05	0,02	0,03	0,06	0,03	0,03
H ₂ O	0,19	0,38	0,29	0,09	0,38	0,39	0,58	0,15
Σύνολο	100,30	100,38	100,22	100,17	100,20	100,19	100,01	100,22
	ppm							
Nb	6	12	7	0	28	10	9	7
Zr	18	25	18	29	33	25	18	23
Y	21	15	15	10	22	15	17	18
Sr	22	93	9	40	9	44	63	48
Rb	615	427	342	198	309	200	201	140
Zn	28	36	49	28	38	42		38
Cu	0	0	0	3	0	0		0
Ni	0	0	0	0	0	0	2	0
Ce	0	0	0	0	0	0	9	0
Nd	2	7	4	7	3	8		3
V	5	4	4	7	5	3	4	6
La	8	4	3	9	6	12	4	4
Ba	36	229	9	14	17	25	64	21
Sc	2	3	2	7	7	9		6

3. Κρυστάλλωση απουσία πυριτικού τήγματος με συνέπεια τη μεγάλη ποικιλία προϊόντων στο τελικό στάδιο. Περιλαμβάνονται τα σπάνια ορυκτά ("rocket minerals"), καθώς και άλλα ορυκτά που σχηματίστηκαν κατά την ανταλλαγή υλικού ή αντίδραση της υδατικής φάσης με τα ήδη κρυσταλλωμένες φάσεις.

Οι πηγματίτες σχηματίζονται είτε στην πρώτη, είτε στη δεύτερη φάση. Ωστόσο, η δεύτερη φάση είναι η σημαντικότερη φάση για τη δημιουργία πηγματιτών πυριγενούς προέλευσης. Σε περίπτωση κλειστού συστήματος, ο σχηματισμός των πηγματιτών



περιορίζεται μέσα στο γρανιτικό σώμα, ενώ αν σε κάποιο στάδιο το σύστημα είναι ανοιχτό, τότε οι πηγματίτες εντοπίζονται και στα γειτονικά πετρώματα.

Η κρυστάλλωση των περισσότερων γρανιτικών μαγμάτων γίνεται σε θερμοκρασίες 1300°C και 650°C. Η παρουσία, όμως, πτητικών συστατικών, όπως H₂O, B, F, και P υποβαθμίζει τη liquidus ανάλογα με το ποσοστό συμμετοχής τους (London et al. 1989, 1993, London 1997), και αυξάνουν την αναμειξιμότητα μεταξύ των λιγότερο διαλυτών συστατικών τους (London, 1986, London et al. 1987, Keppler 1993, Thomas et al. 2000, Sowerby and Keppler 2002), ενώ παράλληλα καταστέλλουν την ανάπτυξη του χαλαζία και των αστρίων (Fenn, 1977, London et al. 1989, Swanson and Fenn 1992). Θεωρείται ότι σε γενικές γραμμές η κρυστάλλωση τόσο του πυριτικού τήγματος, όσο και της υδατικής φάσης αρχίζουν σχεδόν ταυτόχρονα και εξαντλούνται στο επίπεδο των 600°C, ή και χαμηλότερα. Νεότερες μελέτες έχουν δείξει θερμοκρασίες κρυστάλλωσης μέχρι και 262°C (Thomas et al. 1988), ενώ ο London (1986) πρότεινε για θερμοκρασίες κρυστάλλωσης 700-650°C, πιέσεις 275-350 MPa, σε βάθη 7-10 Km.

Για τους πηγματίτες της Σιθωνίας η Τσιλιμπάρη (1988) προσδιόρισε θερμοκρασίες σχηματισμού των καλιούχων αστρίων μεταξύ 376°C και 456°C.

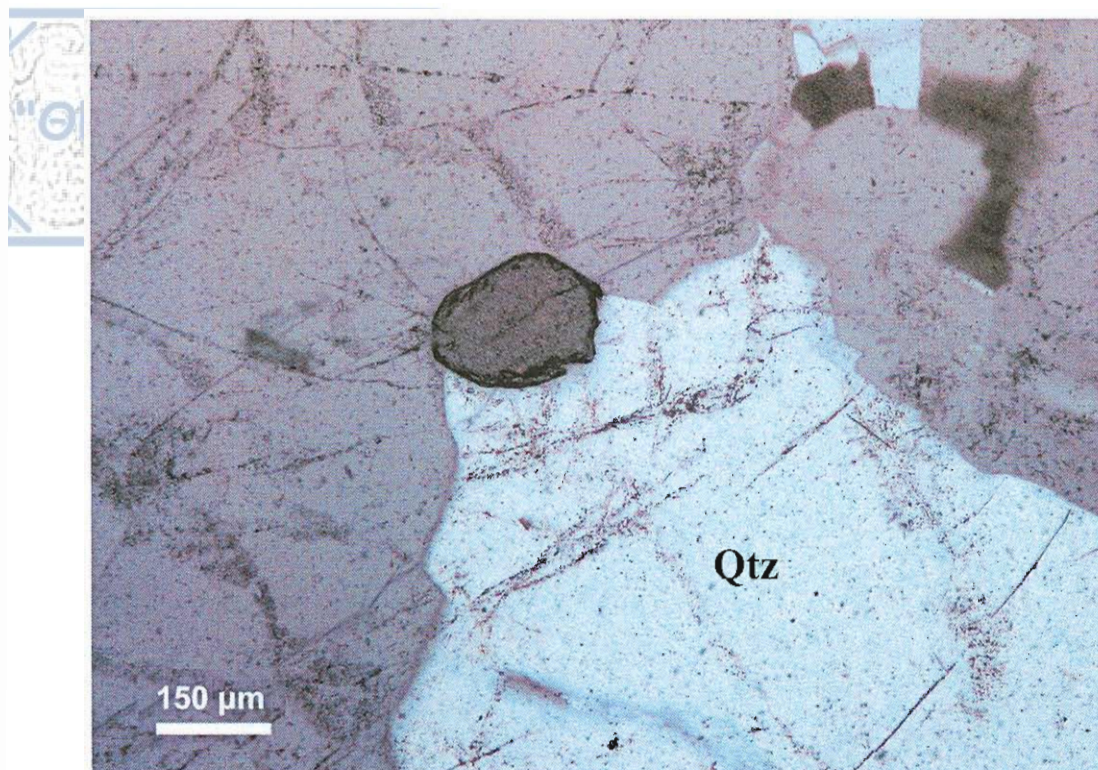
Για τη μικροθερμομετρική μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων στο χαλαζία από τις πηγματιτικές φλέβες του γρανίτη της Σιθωνίας, κατασκευάστηκαν συνολικά 6 διπλά στιλβωμένες τομές, πάχους 200 έως 500 μm . Σκοπός της μελέτης αυτής είναι να προσδιορισθούν οι συνθήκες και οι παράμετροι του ρευστού/διαλύματος από το οποίο σχηματίστηκε ή επηρεάστηκε θερμικά ο χαλαζίας των πηγματιτών.

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω τα δείγματα προέρχονται από τους πηγματίτες που διεισδύουν στο λευκογρανίτη (2 δείγματα: STH-1 και STH-5), στο βιοτιτικό γρανοδιορίτη (1 δείγμα: STH-2), στον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη (2 δείγματα: STH-3 και STH-4), καθώς και στο διμαρμαρυγιακό γρανοδιορίτη-γρανίτη (1 δείγμα: STH-6). Τα παραπάνω δείγματα επιλέχθηκαν με τέτοιον τρόπο, ώστε να αντιπροσωπεύουν τους πηγματίτες από όλους τους κύριους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη της Σιθωνίας, για να διαπιστωθεί αν υπάρχουν μεταβολές στην κατάσταση των διαλυμάτων κατά τη στιγμή της παγίδευσης των ρευστών εγκλεισμάτων.

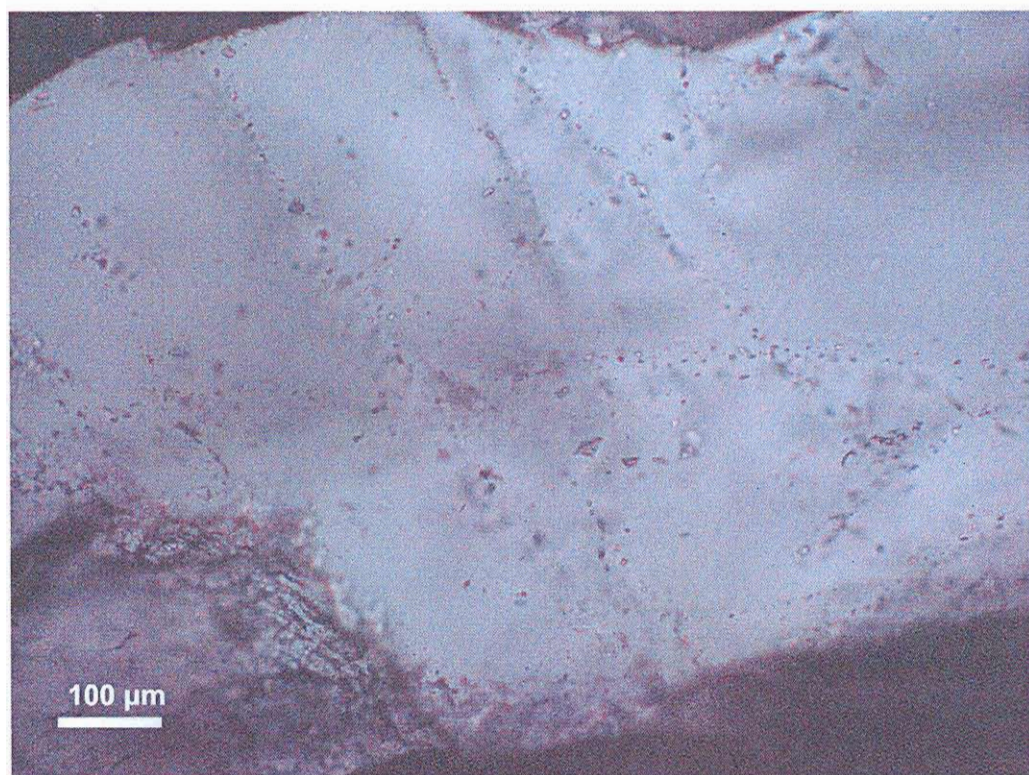
Ο χαλαζίας μέσα στον οποίο εντοπίστηκαν τα ρευστά εγκλείσματα, έχει χρώμα τεφρό, είναι ημιδιαφανής και δεν παρουσιάζει σημαντικές διαφορές στους διάφορους πηγματίτες. Αν και μακροσκοπικά φαίνεται απαραμόρφωτος, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, παρουσιάζει σημαντικά στοιχεία ανακρυστάλλωσης από τη μετατροπή του αρχικού απλιτικού υλικού σε πηγματιτικό (Τσιλιμπάρη 1988, Τσιλιμπάρη και Ελευθεριάδης 1989).

Πρωτογενή ρευστά εγκλείσματα με βάση τα κριτήρια που προσδιορίζονται από τους Roedder (1984) και Bodnar (2003), δεν βρέθηκαν. Όλα τα ρευστά εγκλείσματα στους πηγματίτες είναι δευτερογενή, αφού συνήθως βρίσκονται κατά μήκος επολωμένων διακλάσεων (healed cracks), είτε εντός ενός κόκκου χαλαζία είτε δύο ή περισσότερων κόκκων (Εικ. 5.1 και 5.2). Σε ορισμένες περιπτώσεις οι «γραμμές» (trails) με τα ρευστά εγκλείσματα φαίνεται να διακόπτονται μέσα στον ίδιο κόκκο χαλαζία, χωρίς να τον διαπερνούν σε όλο του το μήκος (Εικ. 5.1), κάτι που δείχνει ότι αυτά τα εγκλείσματα μπορούν να χαρακτηριστούν ως ψευδοδευτερογενή, σύμφωνα με τα κριτήρια των Roedder (1984) και Bodnar (2003).

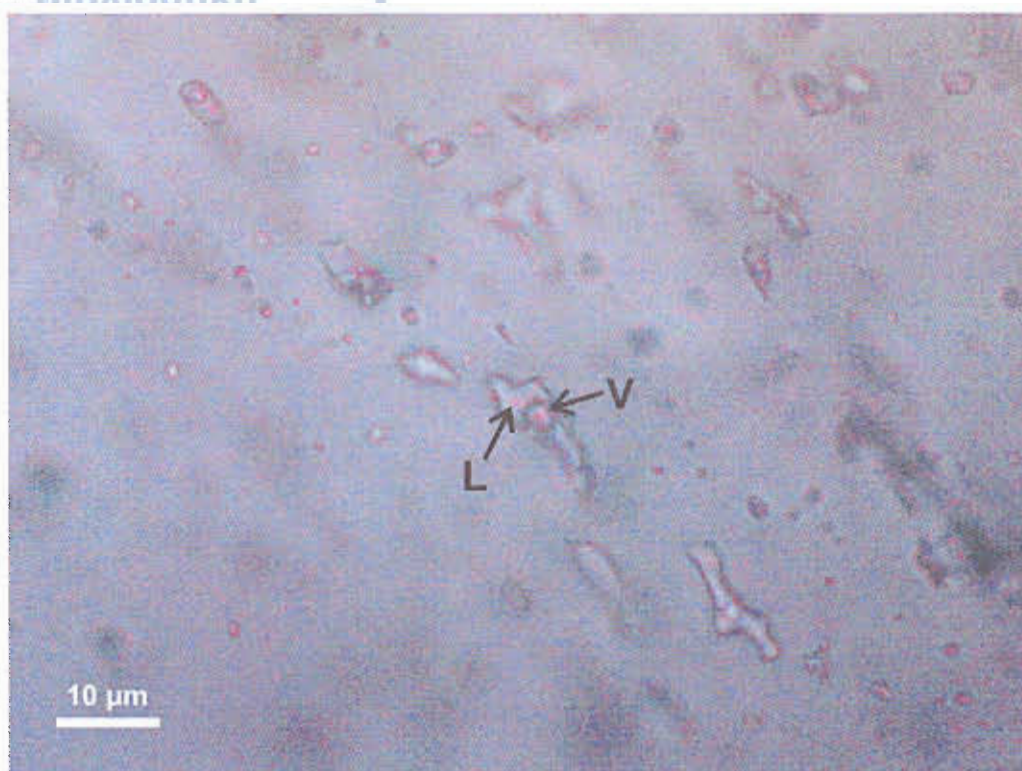
Τα ρευστά εγκλείσματα έχουν σχετικά μικρό μέγεθος που φθάνει συνήθως έως 18 μm , και σπανιότερα έως 39 μm . Έχουν ακανόνιστη μορφή (Εικ. 5.3-4) και σπανίως παρατηρούνται εγκλείσματα ωοειδή, ελλειψοειδή (Εικ. 5.5) ή με μορφή αρνητικού κρυστάλλου.



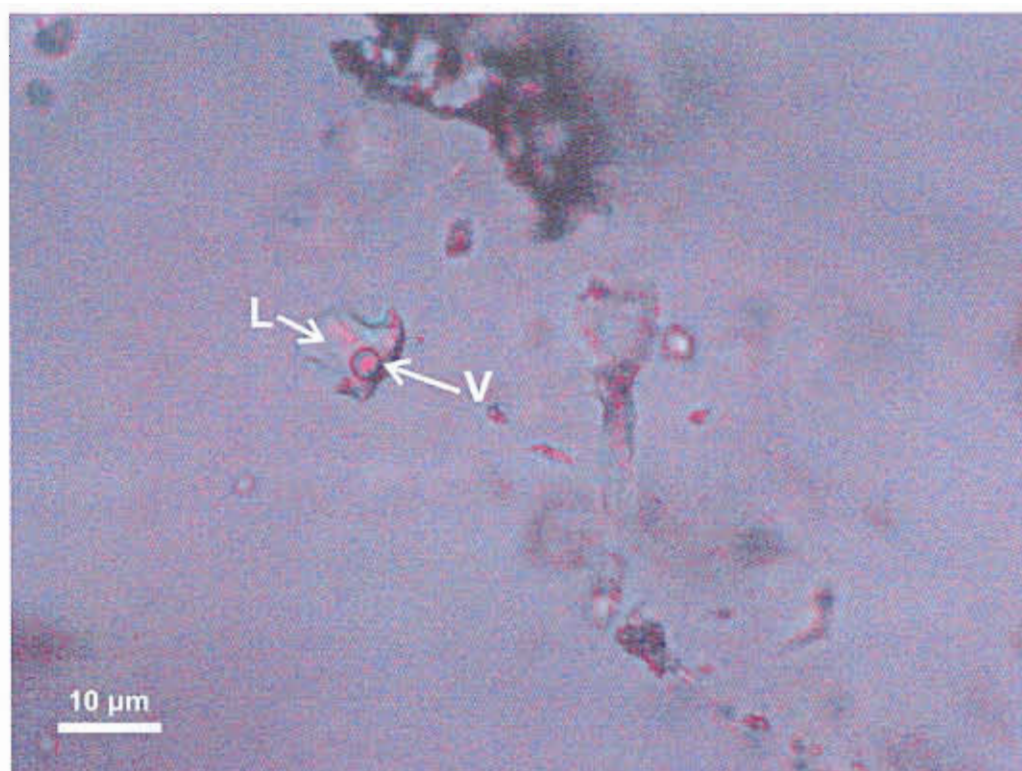
Εικ. 5.1. Διασταυρούμενες «γραμμές» με δευτερογενή και ψευδοδευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένων διακλάσεων σε χαλαζία (Qtz) από πηγματίτη της Σιθωνίας (δείγμα STH-1).



Εικ. 5.2. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένων διακλάσεων σε χαλαζία από πηγματίτη της Σιθωνίας (δείγμα STH-5).



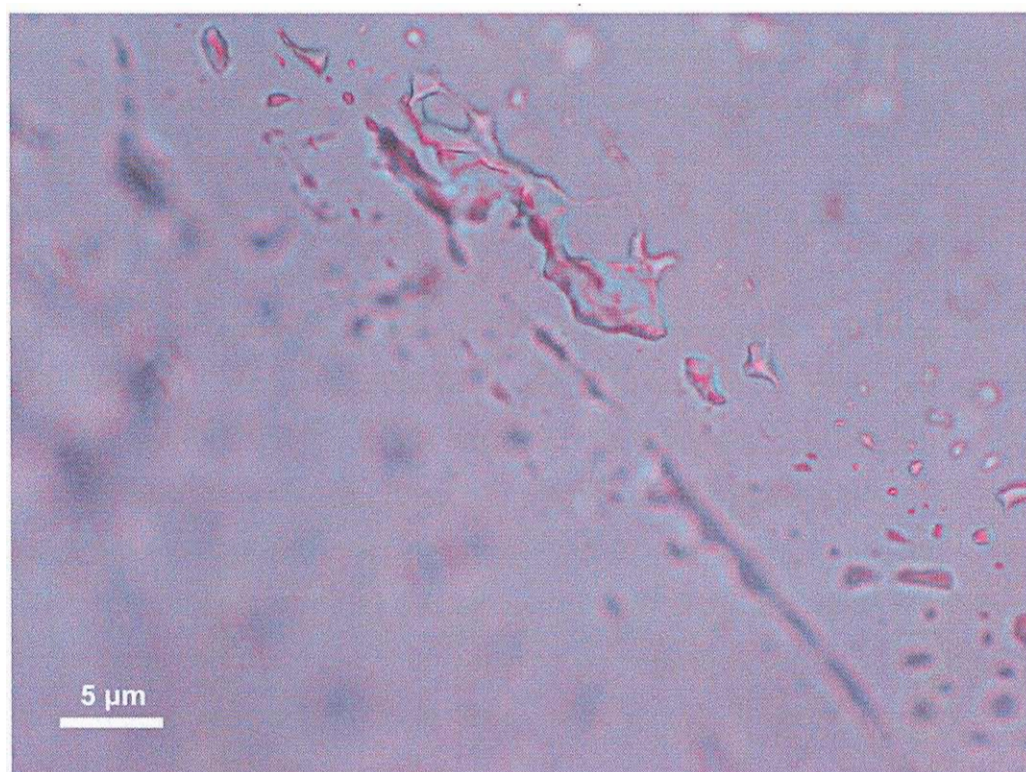
Εικ. 5.3. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα με ακανόνιστη μορφή κατά μήκος επουλωμένης διάκλασης σε χαλαζία από πηγματίτη της Σιθωνίας (δείγμα STH-1). L: υγρή φάση, V: αέρια φάση.



Εικ. 5.4. Ρευστό έγκλεισμα με ανώμαλο σχήμα σε χαλαζία από πηγματίτη της Σιθωνίας (δείγμα STH-3). L: υγρή φάση, V: αέρια φάση.



Εικ. 5.5. Δευτερογενή ρευστά εγκλείσματα κατά μήκος επουλωμένης διάκλασης σε χαλαζία από πηγματίτη της Σιθωνίας. Διακρίνεται επίσης ρευστό έγκλεισμα, πιθανώς δευτερογενές, με ελλειψοειδές σχήμα (δείγμα STH-3).



Εικ. 5.6. Εγκλείσματα με φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) λόγω της τεκτονικής παραμόρφωσης που έχει υποστεί ο χαλαζίας από πηγματίτη της Σιθωνίας (δείγμα STH-2).

Επίσης παρατηρήθηκαν εγκλείσματα με φαινόμενα αποχωρισμού (necking down) ή διαφυγής (leaking) (Εικ. 5.6). Τα φαινόμενα αυτά οφείλονται στην τεκτονική παραμόρφωση που έχουν υποστεί οι πηγματίτες της Σιθωνίας, μετά την κρυστάλλωσή τους. Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε ώστε να αποφευχθούν οι μετρήσεις στα εγκλείσματα αυτά, αφού τα αποτελέσματα δεν ανταποκρίνονται στις συνθήκες των ρευστών κατά την παγίδευσή τους στο χαλαζία.

Συνολικά, μελετήθηκαν ~200 ρευστά εγκλείσματα, τα οποία πληρούν τις προϋποθέσεις που παραθέτει ο Roedder (1984) για μικροθερμομετρική ανάλυση. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι η κατανομή και η πυκνότητα των εγκλεισμάτων στα 6 παρασκευάσματα δεν είναι παρόμοια. Συγκεκριμένα τα παρασκευάσματα STH-3 και STH-5 περιέχουν αρκετά ρευστά εγκλείσματα, σε αντίθεση με τα παρασκευάσματα STH-1, STH-2 και STH-6 στα οποία τα εγκλείσματα είναι λίγα, ενώ δεν εντοπίστηκαν καθόλου εγκλείσματα στο παρασκεύασμα STH-4.

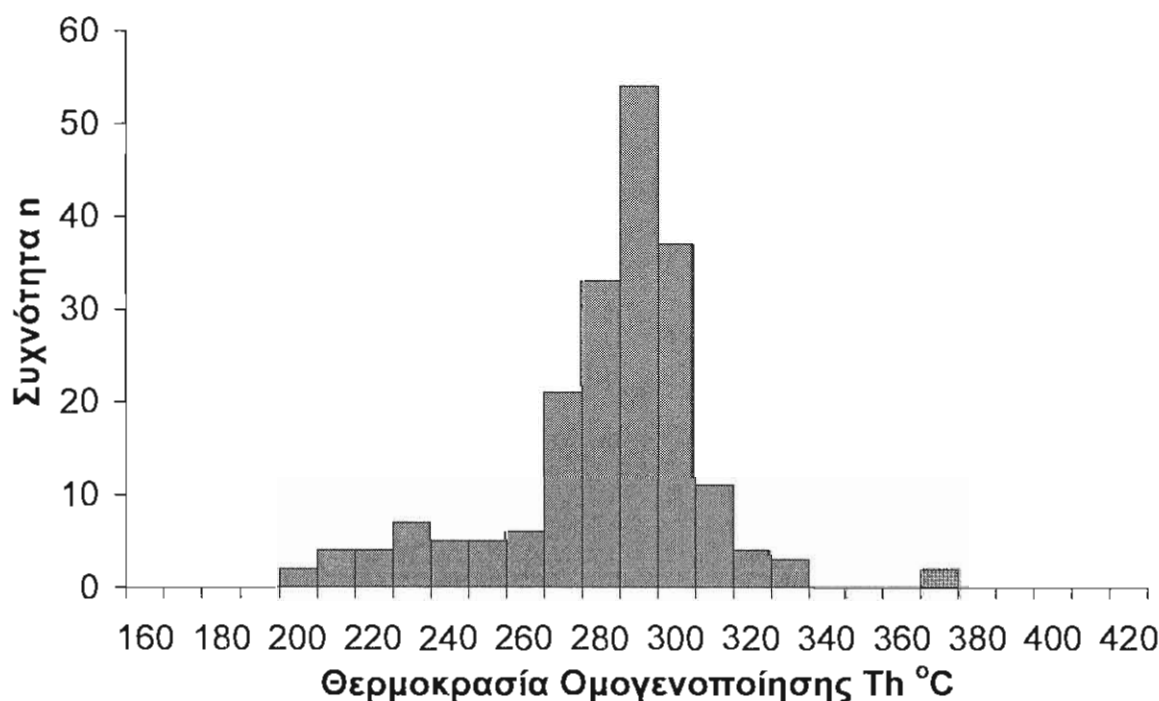
Σε ορισμένες περιπτώσεις, κατά τη διάρκεια της θέρμανσης των ρευστών εγκλεισμάτων στο εργαστήριο, παρατηρήθηκε το φαινόμενο της καταστροφής (decrepitation). Η καταστροφή αυτή οφείλεται στο γεγονός ότι η εσωτερική πίεση του εγκλείσματος είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής πίεσης ($P_{\text{εσωτερική}} > P_{\text{ατμοσφαιρική}}$), με αποτέλεσμα την απότομη έκρηξη του εγκλείσματος. Κρυσσκοπική ανάλυση για να διαπιστωθούν οι θερμοκρασίες τήξης και να υπολογιστούν έτσι οι αλατότητες έγινε σε εγκλείσματα που ήταν περισσότερο κατάλληλα για οπτική εξέταση, όπως για παράδειγμα μέγεθος μεγαλύτερο από 5 μm .

Με βάση τις φάσεις που παρατηρούνται στα ρευστά εγκλείσματα σε θερμοκρασία δωματίου και τη συμπεριφορά τους κατά τη διάρκεια της θέρμανσης και της ψύξης, διακρίνουμε έναν τύπο ρευστών εγκλεισμάτων, που περιέχει μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φυσαλίδα (V) που καταλαμβάνει όγκο από 10 έως 20% του εγκλείσματος (Εικ. 5.3 και 5.4). Τα συνολικά αποτελέσματα της μικροθερμομετρικής μελέτης της παρούσας έρευνας παρατίθενται στον πίνακα 5.1 και στο ιστόγραμμα του σχήματος 5.1.

Κατά την κρυσκοπική μελέτη διαπιστώθηκε ότι οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου ή ευτηκτικές θερμοκρασίες (T_e) είναι περίπου -20° έως -22°C , κάτι που δείχνει ότι το NaCl είναι το κύριο συστατικό των διαλυμάτων και οι παραπάνω θερμοκρασίες αντιστοιχούν σύμφωνα με τους Crawford (1981) και Shepherd et al. (1985) στο ευκτητικό σημείο του συστήματος $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Άλλα άλατα, όπως KCl , MgCl_2 και CaCl_2 , δεν συμμετέχουν στο διάλυμα αφού τα ευτηκτικά σημεία στα συστήματα $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ και $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$, είναι αντίστοιχα $-23,5^\circ$, $-33,6^\circ$ και $-49,8^\circ \text{C}$.

Πίνακας 5.1. Κατανομή των τύπων των ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες από τους διάφορους τύπους του πλουτωνίτη της Σιθωνίας, και θερμοκρασίες ομογενοποίησης και αλατότητες των εγκλεισμάτων αυτών για κάθε τύπο. Οι αριθμοί στις παρενθέσεις δείχνουν τον αριθμό των μετρήσεων. *LG*: λευκογρανίτης, *BGd*: βιοτιτικός γρανοδιορίτης, *HBGd*: κεροσιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης, *TMG*: διμαρμαρυγικός γρανοδιορίτης-γρανίτης.

Δείγμα	Τύπος πλουτωνίτη που διεισδύει ο πηγματίτης	Θερμοκρασία ομογενοποίησης (T_h °C)		Αλατότητα (% κβ ισοδ. NaCl)	
		Εύρος	Μέσος Όρος	Εύρος	Μέσος όρος
STH-1	LG	281-305 (34)	295	0,5-2,5 (21)	1,6
STH-2	BGd	265-375 (23)	302	1,2-2,1 (6)	1,7
STH-3	HBGd	222-339 (76)	291	0,5-2,0 (20)	1,2
STH-5	LG	206-300 (40)	254	0,3-2,8 (22)	1,6
STH-6	TMG	251-338 (25)	296	0,5-3,1 (11)	1,6



Σχ. 5.1. Ιστόγραμμα που δείχνει τις θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) όλων των ρευστών εγκλεισμάτων που μελετήθηκαν στους πηγματίτες της Σιθωνίας.

Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) που κυμαίνονται από $-1,9^\circ$ έως $-0,2^\circ$ C, δείχνουν πολύ χαμηλές αλατότητες, 0,3 έως 3,1% κβ ισοδ. NaCl στο σύστημα H_2O -NaCl, σύμφωνα με τους Potter et al. (1978), Roedder (1984) και Shepherd et al. (1985).

Κατά την θέρμανση των ρευστών εγκλεισμάτων διαπιστώθηκε ότι όλα ομογενοποιούνται στην υγρή φάση και οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης (T_h) κυμαίνονται από 206° έως 375° C (Σχ. 5.1). Από το ιστόγραμμα φαίνεται ότι το μεγαλύτερο τμήμα των μετρήσεων περιορίζεται σε ένα εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 270° και 310° C, με ένα μέγιστο στους 290° C.

Παρακάτω περιγράφονται τα αποτελέσματα της μικροθερμομετρίας από κάθε παρασκεύασμα ξεχωριστά, για να διαπιστωθούν τυχόν μεταβολές στις φυσικοχημικές συνθήκες των διαλυμάτων από τους πηγματίτες στους διάφορους τύπους του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Το δείγμα STH-1 προέρχεται από πηγματίτη που διασχίζει τον λευκογρανίτη. Τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν έχουν μήκος από 2 έως 14 μm . Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,3^\circ$ έως $-1,5^\circ$ C, που δείχνουν αλατότητες μεταξύ 0,5 και 2,5% κβ ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται από 281° έως 305° C, με ένα μέγιστο στους 290° C (Σχ. 5.2).

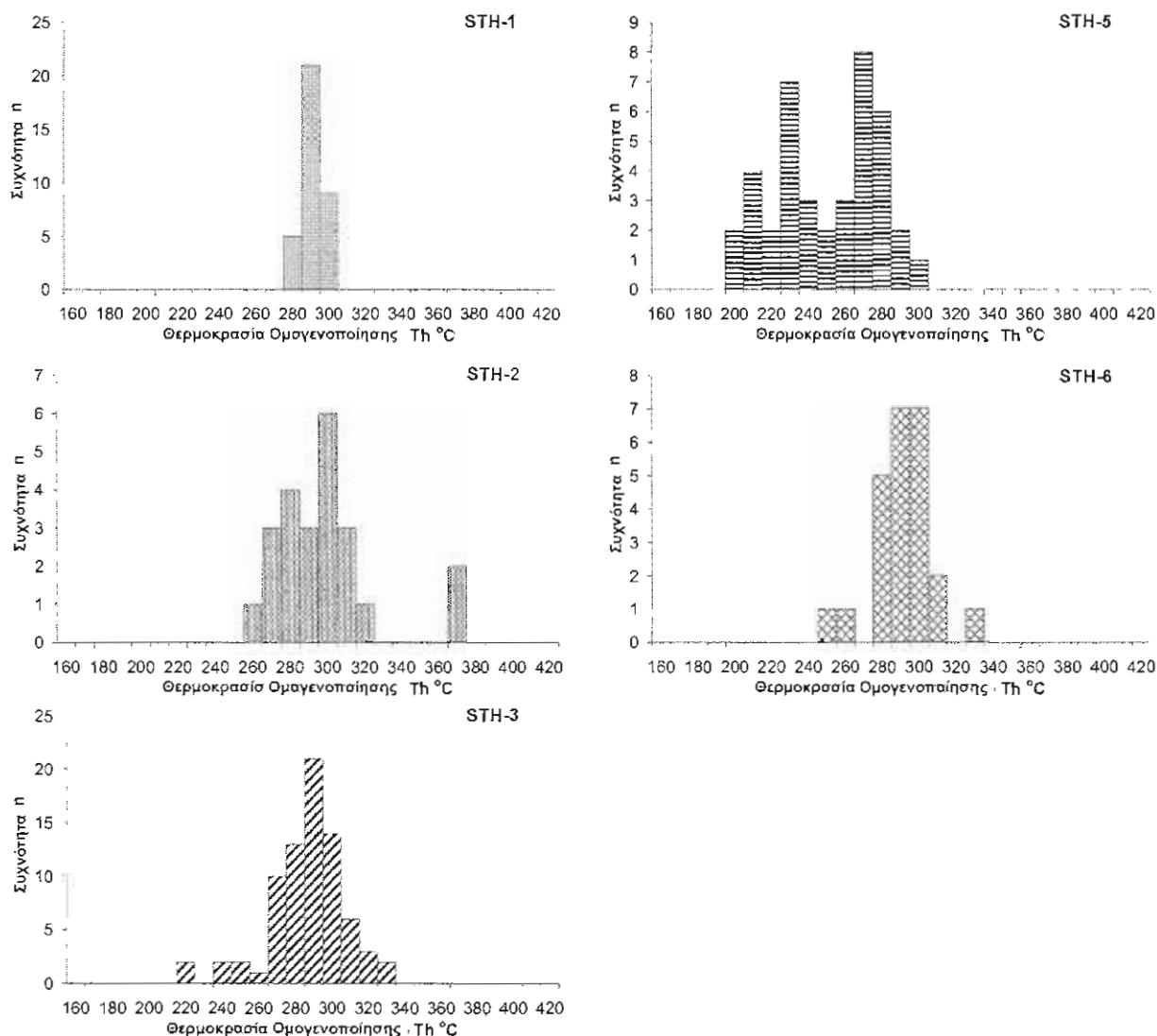
Το δείγμα STH-2 προέρχεται από πηγματίτη που διασχίζει τον βιοτιτικό γρανοδιוריτή. Έγιναν συνολικά 34 μετρήσεις. Τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν έχουν μήκος από 5 έως 14 μm . Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται μεταξύ $-0,7^\circ$ και $-1,3^\circ$ C, που δείχνουν αλατότητες από 1,2 και 2,1% κβ ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται από 265° έως 375° C, με ένα μέγιστο στους 300° C (Σχ. 5.2).

Το δείγμα STH-3 προέρχεται από πηγματίτη που διασχίζει τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιוריτή. Το δείγμα έχει άφθονα ρευστά εγκλείσματα που έχουν μέγεθος έως 39 μm . Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,3^\circ$ έως $-1,2^\circ$ C, που δείχνουν αλατότητες μεταξύ 0,5 και 2,0% κβ ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης βρίσκονται στο πεδίο μεταξύ 222° και 339° C, με ένα μέγιστο στους 290° C (Σχ. 5.2).

Το δείγμα STH-5 προέρχεται από πηγματίτη που διασχίζει τον λευκογρανίτη, όπως το δείγμα STH-1. Τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν έχουν μήκος από 7 έως 16 μm . Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,1^\circ$ έως $-1,7^\circ$ C, που δείχνουν χαμηλές αλατότητες μεταξύ 0,3 και 2,8% κβ ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται από 206° έως 300° C, με δύο μέγιστα στους 230° και στους 270° C (Σχ. 5.2).

Το δείγμα STH-6 προέρχεται από πηγματίτη που διασχίζει τον διμαρμαρυγιακό γρανοδιוריτή-γρανίτη. Τα ρευστά εγκλείσματα που μελετήθηκαν έχουν μήκος από 6 έως 22

μ. Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από $-0,3^\circ$ έως $-1,9^\circ$ C, που δείχνουν αλατότητες μεταξύ 0,5 και 3,1% κβ ισοδ. NaCl. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται από 251° έως 338° C, με ένα μέγιστο στους 290° - 300° C (Σχ. 5.2).



Σχ. 5.2. Ιστογράμματα με τις θερμοκρασίες ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων από τους χαλαζίες στους πηγματίτες του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Από τη σύγκριση των παραπάνω αποτελεσμάτων διαπιστώνουμε ότι οι αλατότητες των διαλυμάτων στα ρευστά εγκλείσματα από όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν είναι πολύ χαμηλές και δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερες αποκλίσεις στους διάφορους πηγματίτες. Το ίδιο συμβαίνει και με τις θερμοκρασίες ομογενοποίησης, όπου εκτός από το δείγμα STH-5, οι τιμές είναι παρόμοιες και βρίσκονται σε συμφωνία με τα συνολικά αποτελέσματα της παρούσας μελέτης, με το μέγιστο της θερμοκρασίας ομογενοποίησης να βρίσκεται στους 290° C. Μόνο το δείγμα STH-5, εμφανίζει σχετικά χαμηλότερες τιμές με μέγιστα στους 230° και στους 270° C.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας διεισδύει στο όριο μεταξύ της Περιοδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας και αποτελείται από 5 διαφορετικούς κύριους πετρογραφικούς τύπους: τον διμαρμαρυγικό γρανίτη, το λευκογρανίτη, τον βιοτιτικό γρανοδιορίτη, τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη και τον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιοριτικό τοναλίτη (Christofides et al. 1990). Μέσα στα παραπάνω πετρώματα εντοπίζονται χαλαζιοδιοριτικά και μονζονιτικά εγκλείσματα, καθώς και απλίτες και πηγματίτες που διεισδύουν σε όλους τους παραπάνω τύπους, καθώς και στα γειτονικά μεταμορφωμένα πετρώματα, υπό μορφή φλεβών και κοιτών. Υπάρχει μία διαδοχή ως προς το σχηματισμό των διαφόρων τύπων, σύμφωνα με την οποία οι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες είναι νεότεροι από τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες και διεισδύουν μέσα στους τελευταίους, όπως και οι λευκογρανίτες που διεισδύουν εντός των διμαρμαρυγιακών γρανιτών και των κεροστιλβικών-βιοτιτικών γρανοδιοριτών (Christofides et al. 1990). Οι απλίτες και οι πηγματίτες εμφανίζονται παντού ως τα τελικά προϊόντα της μαγματικής δράσης.

Σε ότι αφορά τη γένεση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας, σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007), αυτός δημιουργήθηκε σ' ένα καθεστώς που προηγείται της σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών και συνδέεται με κατάδυση πλάκας. Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς, κατά το Ιουρασικό λειτούργησαν δύο συνεχόμενα γεγονότα κατάδυσης λόγω του κλεισίματος δύο γειτονικών ωκεανών (Αξιού και Πίνδου). Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα η σφήνα του μανδύα που υπόκειται της περιοχής, να υποστεί διάφορους βαθμούς μετασωμάτωσης που προκλήθηκαν από τα ρευστά που απελευθερώθηκαν από τις διαδοχικές καταδύσεις και τα γεγονότα αφυδάτωσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Τέτοια γεγονότα προκάλεσαν τη δημιουργία μιας έντονα ανομοιογενούς σφήνας του μανδύα, η οποία συνεχώς εμπλουτιζόταν σε ασυμβίβαστα στοιχεία και η οποία όταν υπέστη τήξη, προκάλεσε τη γένεση βασικών τηγμάτων με μεταβλητό εμπλουτισμό σε ασυμβίβαστα στοιχεία (Perugini et al. 2003).

Σύμφωνα με τους Christofides et al. (2007) δύο είναι τα μάγματα που συμμετείχαν στη γένεση του πλουτωνίτη. Ένα βασικό μάγμα μανδυακής προέλευσης με λαμπροφυρική σύσταση που διείσδυσε στον κατώτερο φλοιό, αμφιβολιτικής-βασαλτικής σύστασης, και του οποίου η μερική τήξη προκάλεσε τη γένεση μάγματος με μια μέση σύσταση σαν αυτή του διμαρμαρυγικού γρανίτη. Το κατώτερο μέρος του μάγματος αυτού μολύνθηκε λόγω διαδικασιών μεταγωγής θερμότητας-διάχυσης και έδωσε γένεση σε μάγμα λευκογρανιτικού γεωχημικού χαρακτήρα. Πριν από περίπου 50 εκ. χρ., το μάγμα του διμαρμαρυγικού

γρανίτη μετανάστευσε προς υψηλότερα επίπεδα του φλοιού και τοποθετήθηκε σε βάθος περίπου 15 km όπου και στερεοποιήθηκε. Η κύρια ομάδα του πλουτωνικού συμπλέγματος δημιουργήθηκε με τη διαδικασία κλασματικής κρυστάλλωσης και μίξης (MFC).

Οι Christofides et al. (1990) και D' Amico et al. (1990) διέκριναν ένα μετα-μαγματικό παραμορφωτικό γεγονός που επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας και το οποίο χρονολογήθηκε περίπου στα 30 Ma. Το γεγονός αυτό συνδέθηκε από τους Christofides et al. (2001) με την τοποθέτηση της Σερβομακεδονικής μάζας και της ενότητας Σιδηρόνερου επάνω στην ενότητα Παγγαίου της μάζας της Ροδόπης, κατά το Ανώτερο Ηώκαινο-Κατώτερο Ολιγόκαινο.

Σε μία πιο λεπτομερή χρονολόγηση των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη της Σιθωνίας από τους Πιπερά (2008) και Ρωμανίδη (2009), διαπιστώθηκε ότι το σύστημα διαταράχθηκε από κάποιο γεγονός αναθέρμανσης του πλουτωνίτη. Σύμφωνα με την Πιπερά (2008) το θερμικό αυτό γεγονός που προκάλεσε αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος στους $300 \pm 50^\circ \text{C}$, χρονολογήθηκε με ανώτερο όριο ηλικίας στα 37 Ma και δεν διήρκησε πολύ.

Σε ότι αφορά στους πηγματίτες της Σιθωνίας, αυτοί χαρακτηρίζονται ως «απλοί», αφού αποτελούνται από χαλαζία, καλιούχο άστριο (μικροκλινή), πλαγιόκλαστο, μοσχοβίτη, ενώ με μικρότερες ποσότητες συμμετέχουν βιοτίτης και γρανάτης. Συχνά παρουσιάζονται ζωνώδεις, ενώ αρκετές φορές παρατηρείται αντίστροφη ζώνωση με το απλιτικό υλικό να καταλαμβάνει τον πυρήνα και το πηγματιτικό να βρίσκεται στο εξωτερικό τμήμα.

Υπάρχουν εμφανή χαρακτηριστικά ανακρυστάλλωσης των πηγματιτών, όπως οι οδοντωτές επαφές μεταξύ των κρυστάλλων χαλαζία και το φαινόμενο κατά το οποίο ο χαλαζίας «τρώει» φυλλάρια μοσχοβίτη. Ακόμη, οι ταινίες πολυδυμίας των πλαγιοκλάστων εμφανίζονται κεκαμμένες, ενώ στους αστρίους παρατηρούνται, πέρα από περθίτες μαγματικής προέλευσης, μακρο-περθίτες που οφείλουν τη δημιουργία τους στην κυκλοφορία μεταγενέστερων διαλυμάτων. Πολύ συχνά παρατηρούνται εντυπωσιακές γραφικές συμφύσεις, ενώ συχνά εντοπίζονται και μυρμηκιτικές συμφύσεις.

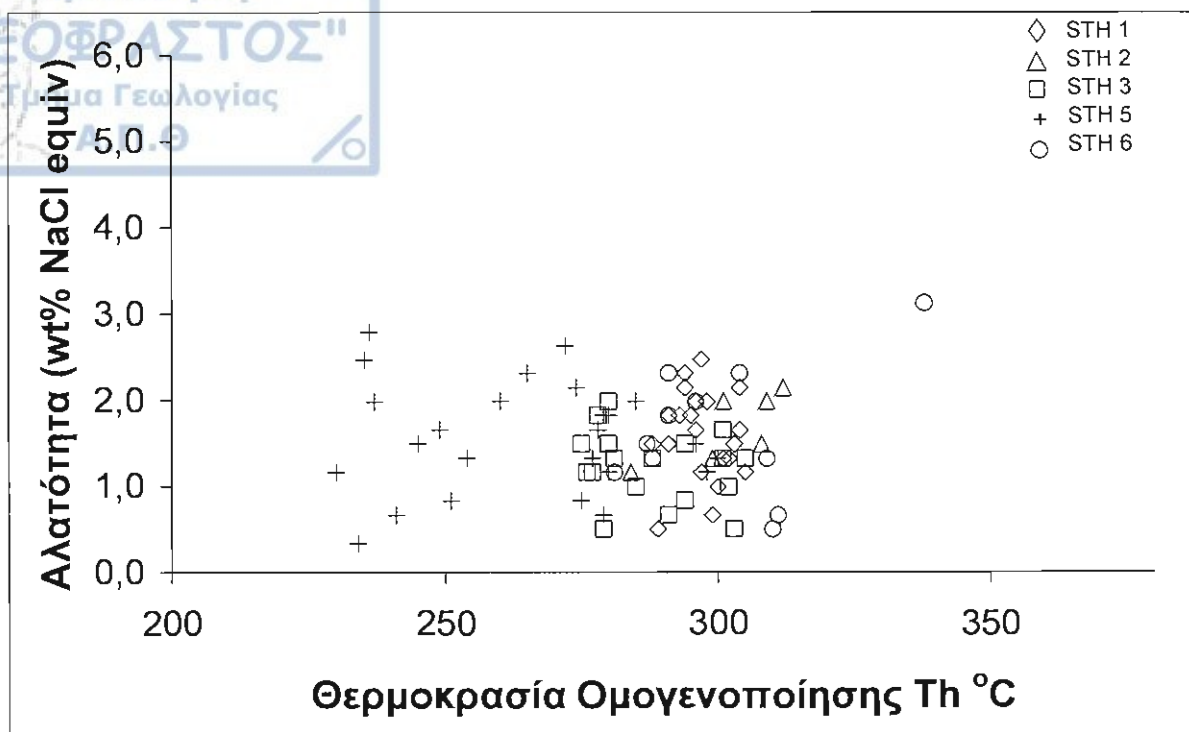
Βάσει της γεωχημείας (Τσιλιμπάρη 1988), συμπεραίνεται ότι αποτελούν τα τελευταία στάδια κλασματικής κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη, ενώ όσον αφορά στο σχηματισμό τους φαίνεται να οφείλεται τόσο στην κρυστάλλωση των υπολειμματικών υγρών του πλουτωνίτη, όσο και στην μετατροπή αρχικών απλιτικών σωμάτων σε πηγματιτικά.

Σύμφωνα με τον London (2005) οι πηγματίτες σχηματίζονται όταν σε ένα πυριτικό τήγμα επέρχεται κορεσμός σε πτητικά συστατικά και συγκεκριμένα όταν αυτά βρίσκονται σε αέρια φάση. Στην περίπτωση αυτή το K αποβάλλεται από το διάλυμα μέσω της αέριας φάσης

και σχηματίζει ορυκτά. Η μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων σε πηγματίτες έχει δείξει σχετικά υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις σχηματισμού. Οι πηγματίτες του Kulam και του San Diego στην Καλιφόρνια των ΗΠΑ, σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες 425°-475° C και πιέσεις 2,4-2,8 Kbars (London 1986). Οι πηγματίτες στο Strzelin Massif της Πολωνίας σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες έως 500° C και πιέσεις 0,8-1,4 kbar (Kozłowski and Metz 2003). Αντίστοιχα οι υψηλότερες θερμοκρασίες σχηματισμού των πηγματιτών του Olary Block της Νότιας Αυστραλίας, υπολογίστηκαν σε >650° C και οι πιέσεις έως 5 kbar. Τα διαλύματα αυτά είχαν αλατότητες έως 23,4 wt% NaCl, ενώ το CO₂ συμμετείχε σε μεγάλο ποσοστό στα διαλύματα (Lu and Lottermoser 1997). Διαλύματα πλούσια σε CO₂ ανιχνεύθηκαν επίσης στους πηγματίτες στα Black Hills (South Dakota, USA) οι οποίοι σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες 340° C και πιέσεις 2.7 kbar (Sirbescu and Nabelek 2003).

Η μελέτη ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες της Σιθωνίας έδειξε την παρουσία αποκλειστικά δευτερογενών και ψευδοδευτερογενών και απουσία πρωτογενών εγκλεισμάτων. Αυτό πιθανώς οφείλεται στο θερμικό γεγονός που επηρέασε τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας μετά την κρυστάλλωσή του κατά το Ανώτερο Ηώκαινο, πριν από 37 Ma (Christofides et al. 1990, Πιπερά 2008). Η ανακρυστάλλωση του χαλαζία λόγω της αναθέρμανσης, επηρέασε και την κατανομή των ρευστών εγκλεισμάτων, πιθανώς μέσα από μία διαδικασία απαερίωσης (degassing) του συστήματος.

Με βάση τη μικροθερμομετρική ανάλυση στους πηγματίτες της Σιθωνίας έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των συνθηκών παγίδευσης των διαλυμάτων κατά το τελευταίο θερμικό γεγονός που από ότι φαίνεται επηρέασε όλο το σύστημα του πλουτωνίτη συμπεριλαμβανομένων και των πηγματιτών. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης των περισσότερων ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες κυμαίνονται μεταξύ 270° και 310° C, με ένα μέγιστο στους 290° C (Σχ. 6.1). Μόνο λίγα ρευστά εγκλείσματα δείχνουν χαμηλές θερμοκρασίες ομογενοποίησης, 230° και 270° C, και εντοπίζονται αποκλειστικά στο δείγμα STH-5, από τον λευκογρανίτη στα όρια με τον κερυστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιორίτη. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, σύμφωνα με την Πιπερά (2008), η ισοτοπική μελέτη του πλουτωνίτη της Σιθωνίας έδειξε ότι το θερμικό γεγονός προκάλεσε αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος στους 300±50° C. Παρατηρούμε δηλαδή μία σχετικά μικρή διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων και της θερμοκρασίας υπολογισμού από τα ισότοπα, διαφορά που πιθανώς οφείλεται στην πίεση.

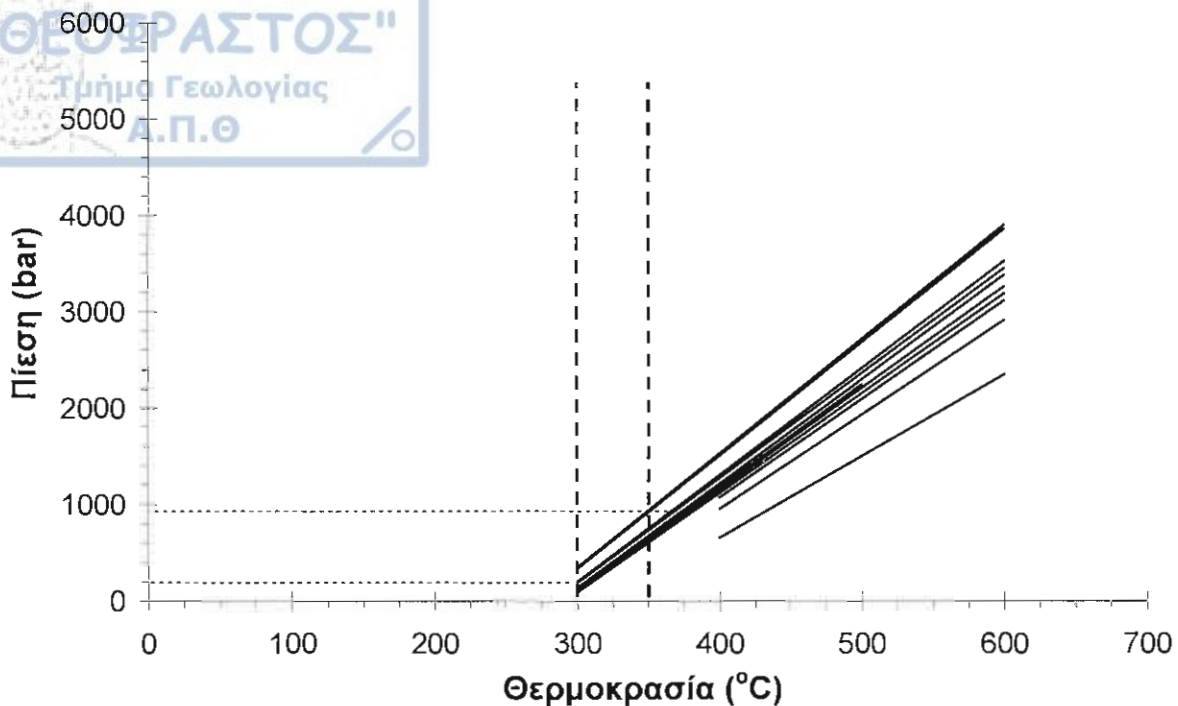


Σχ. 6.1. Διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασιών ομογενοποίησης και αλατότητας των ρευστών εγκλεισμάτων στους πηγματίτες της Σιθωνίας.

Από τη μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων διαπιστώθηκε ότι οι αλατότητες των διαλυμάτων είναι χαμηλές, από 0,5 έως 3,1% κ.β. ισοδ. NaCl, κάτι που δείχνει την παρουσία αποκλειστικά και μόνο μετεωρικών υδάτων, τα οποία έλαβαν μέρος στη διαδικασία της αναθέρμασης του πλουτωνίτη, χωρίς τη συμμετοχή μαγματικών υδάτων που συνήθως έχουν μέτριες έως ψηλές αλατότητες.

Σε ότι αφορά τις πιέσεις στις οποίες έλαβε μέρος το θερμικό γεγονός, υπολογίστηκαν οι ισόχωρες των ρευστών εγκλεισμάτων και στη συνέχεια με βάση τις θερμοκρασίες που προσδιορίστηκαν από τα ισότοπα (300-350° C), έγινε υπολογισμός της ανώτερης και κατώτερης πίεσης του συστήματος. Με βάση το διάγραμμα του σχήματος 6.2, οι πιέσεις κυμαίνονται μεταξύ 0,2 και 0,9 kbar, που αντιστοιχούν σε βάθος 0,4 έως 3,5 km.

Είναι πολύ πιθανό λοιπόν το θερμικό γεγονός που επηρέασε όλο τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, μαζί και τους πηγματίτες, να έφθασε σε θερμοκρασία τους 300-375° C, με τη συμμετοχή ρευστών χαμηλής αλατότητας, πιθανώς μετεωρικής προέλευσης, σε πιέσεις που κυμαίνονται από 0,2 έως 1,1 kbar. Η ηλικία του γεγονότος αυτού περιορίζεται μεταξύ του Ανώτερου Ηώκαινου και του Μέσου Ολιγόκαινου, πριν δηλαδή από 37-29 Ma. Ένα τέτοιο γεγονός πιθανώς να συνδέεται με μία σχετικά ταχεία ανάδυση από τα 4 km βάθος μέχρι την επιφάνεια, και με τη συμμετοχή θερμών διαλυμάτων.



Σχ. 6.2. Υπολογισμός των πιέσεων στις οποίες έλαβε μέρος το θερμικό γεγονός στον πλουτωνίτη της Σιθωνίας, με βάση τις θερμοκρασίες που προσδιορίστηκαν από τα ισότοπα (Πιπερά 2008).

- Alagna E.K., Petrelli M., Perugini D., Poli G., (2008). Micro-analytical zircon and monazite U-Pb isotope dating by laser ablation-inductively coupled plasma-Quadrupole mass spectrometry. *Geost. and Geolan. Resear.*, 32(1), 103-120.
- Altherr, R., Siebel, W., (2002). I-type plutonism in a continental backarc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 397–415.
- Babu, V.R.R.M., (1969). Study of minerals from the pegmatites of the Nellore mica-belt, Andhra Pradesh, India. Part I. Microcline perthites. *Min. Mag.* 37, 135-139.
- Best, M.G., (1982). *Igneous and metamorphic Petrology*. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 117-118.
- Bodnar R.J., (2003). Introduction to fluid inclusions. In: *Fluid inclusions: analysis and interpretation*, Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D. (eds), Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 32, 1-8.
- Boyanov, I., Mavroudis, B. and Vaptsarov, I., (1963). On the structural formations of the part of the eastern Rhodope. *Bull. of the Geol. Inst. of the Bulgarian Academy of Sciences*, 12, 125-178.
- Brisbin, W.C., (1986). Mechanics of pegmatite intrusion. *Amer. Min.* 71, 644-651.
- Černý, P., (1971). Graphic intergrowths of feldspars and quartz in some Czechoslovak pegmatites. *Contr. Mineral. And Petrol.* 30, 343-355.
- Černý, P., (1982). Anatomy and classification of granitic pegmatites. *Min. Assoc. of Canada Short Course Handbook*, 8, 1-39.
- Černý, P., (1991). Rare-element granite pegmatites: Part II. Regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.* 18, 68– 81.
- Chatzidimitriadis, E., (1980). Die geologische Untersuchung der Gebiete Valti bei Kilkis und Asvestochori bei Thessaliniki, Nordgriechenland (ein petrologisch-tektonischer Vergleich). *Proc. Acad. Athens*, 54, 458–488.
- Chatzidimitriadis, E., Douweas, N., Kelepertsis, A., (1983). Geologische Untersuchung des Sithonia granodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden Zonen/Nordgriechenland. *Proc. Acad. Athens*, 58, 212-231.
- Chayes, F., (1952). On the association of perthitic microcline with highly undulant or granular quartz in some calcalkaline granites. *Am. J. Sc.* 250, 281-296.

Christofides, G., D' Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G., Kyriakopoulos, C., (1986). A Rb/Sr study on the granitoids of the Sithonia Peninsula (Northern Greece). *Terra Cognita*, 6 (2), 142.

Christofides, G., D' Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G., Kyriakopoulos, C., (1990). Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral.*, 2 (1), 79-87.

Christofides, G., Eleftheriadis, G., Neiva, M.A., Vlahou, M., Papadopoulou, L., (1998). Major and trace element geochemistry of micas and amphiboles of the Sithonia pluton (Chalkidiki, N. Greece): constraints on its evolution. *Bulletin of the Geological Society of Greece XXXII/3*, 231–240.

Christofides, G., Koroneos, A., Soldatos, T., Eleftheriadis, G., Kiliass, A., (2001). Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 13, 73-89

Christofides, G., Perugini, D., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., Eleftheriadis, G., Del Moro, A., Neiva, A.M., (2007). Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). *Lithos*, 95, 243–266.

Crawford, M.L., (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*, Hollister, L.S., and Crawford, M.L. (eds), 75-100.

D'Amico, C., Christofides, G., Eleftheriades, G., Bargossi, G.M., Campana, R., Soldatos, T., (1990). The Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 33, 143–177.

De Wet, A.P., Miller, J.A., (1986). ^{40}Ar - ^{39}Ar data from some of the granitoids of the Chalkidiki peninsula, Northern Greece. *ICOG VI. Terra Cognita*, 6, 2, suppl. abs.

De Wet, A.P., Miller, J.A., Bickle, M.J., Chapman, H.J., (1989). Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Tectonophysics*, 161, 65–79.

DeWet, A.P., (1989). Geology of part of the Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. (PhD Thesis), Wolfson College, Cambridge, 177 pp.

Fenn, P.M., (1986). On the origin of grafic granite. *Amer. Min.* 71, 325-330.

Fenn, P.M., (1977). The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Mineral.* 15, 135–161.

Görür, N., Okay, A.I., (1996). Fore-arc origin of the Thrace Basin, northwest Turkey.

- Geologische Rundschau 85, 662–668.
- Higazy, R.A., (1949). Petrogenesis of perthite pegmatite in the Black Hills, South Dakota. J. Geol. 57, 555-581.
- Hollister, L.S., Crawford, M.L., (1981). (Eds) Short courses in fluid inclusions: Applications to Petrology. Miner. Assoc. of Canada, 304 p.
- Jahns, R.H. and Burnham, C.W., (1969). Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Geol. 64, 843-864.
- Jahns, R.H., (1982). Internal evolution of pegmatite bodies. Miner. Assoc. of Canada, Short Course Handbook, 8, 293-327.
- Juteau, M., (1984). Les isotopes radiogeniques et l' evolution de la croute continentale. Thèse 3^e cycle, Univ. de Nancy.
- Kauffmann, G., Kockel, F., Mollat, H., (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zones of the Hellenides (Northern Greece). Bull. Soc. Geol. France, 18, 225–230.
- Keppler, H., (1993). Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 114, 479–488.
- Kockel, F., Mollat, (1978). Geological map of Greece (1:50.000). Sheet Peninsula of Sithonia (Nikitas-Sikea-Kalamitsion). IGME, Athens.
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H., (1971). Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nord-Griechenland). Geol. Jb., 89, 529-551.
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H., (1977). Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1–119.
- Kolokotroni, C. and Dixon, J.E., (1991). The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, N.E. Greece. Bull. Geol. Soc. Greece. 25, 469-483.
- Kontopoulou, D.P., (1986). Tertiary rotational deformations in the Greek Serbomacedonian massif. Bulg. Geophys. J., 12, 71-80.
- Kozłowski, A., Metz, P., (2003). Post-magmatic mineralisation in the granitoids of the Strzelin Massif, Sw Poland – A Fluid Inclusion Study. Mineralogical Society Of Poland – Special Papers, 23, 102-104.
- Laves, F. und Soldatos, K., (1963). Die Albite/Mikrokline Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. Z. Krist. 118, 69-102.
- London, D., (1986). Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. Am.

Mineral., 71, 396-405.

London, D., (2005). Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80, 281-303.

London, D., (1986). The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineral.* 71, 376-395.

London, D., (1997). Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibria. *J. Petrol.* 38, 1691-1706.

London, D., Morgan VI, G.B., Babb, H.A., Loomis, J.L., (1993). Behavior and effects of phosphorus in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ at 200 MPa (H_2O). *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 450-465.

London, D., Morgan VI, G.B., Hervig, R.L., (1989). Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite- H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102, 1-17.

London, D., Zolensky, M.E., Roedder, E., (1987). Diomignite: natural $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ from the Tanco pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Can. Mineral.* 25, 173-180.

Lu, J., Lottermoser, B., (1997). Petrogenesis of rare-element pegmatites in the Olary Block, South Australia, part 2. Fluid inclusion study. *Mineralogy and Petrology*, 59, 21-41.

MacDonald, A.J. and Spooner E.T.C., (1981). Calibration of a Linkam TH 600 programmable heating-cooling stage for microthermometric examination of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76, 1248-1258.

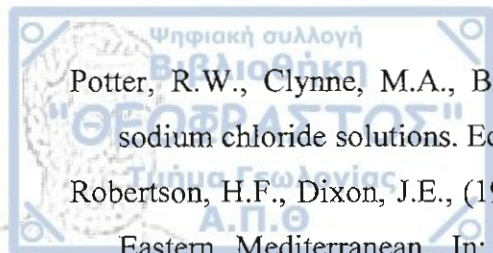
Mercier, J., (1966). Étude géologique des Zones internes des Hellenides en Macedoine Centrale (Grèce). Contribution a l' étude du metamorphisme et de l'evolution magmatique des zones Internes des Hellenides. Thès. D'état, Univ. Paris and Ann. Geol. Pays Hall., 20, 1968 B., 1-792, Athen.

Osswald, K., (1938). Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. Anhang zu den Denkschriften der geol. Landensanstalt von Griechenland, n.3

Pe-Piper, G., (2004). Unique features of Greek Cenozoic igneous rocks: tectonics and magma sources. *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece*, vol. 3, pp. 1208-1211.

Perugini, D., Poli G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., (2003). Magma mixing in the Sithonia Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology* 78, 173-200.

Phillips, E., (1974). Myrmekite-one hundred years later. *Lithos*, 7, 617-636.



- Potter, R.W., Clynne, M.A., Brown D.L., (1978). Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73, 284-285.
- Robertson, H.F., Dixon, J.E., (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* Geological Society London, Special Publication, vol. 17, pp. 1-74.
- Roedder, E., (1984). Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineralogical Society of America, 646p.
- Roedder, E., (1971). Fluid inclusion studies of the porphyry-type ore deposits at Bingham, Montana and Climax, Colorado. *Econ. Geol.*, 66, 98-120.
- Roedder, E., (1976). Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In: *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Ed: Wolf, K.H. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 2, 67-110.
- Roedder, E., (1977). Fluid inclusions as tools in mineral exploration. *Econ. Geol.*, 72, 503-525.
- Roedder, E., (1979). Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Ed: Barnes, H.L., Wiley and Sons, New York, 684-737.
- Sakellariou, D., (1989). *Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der Nordoestlichen Chalkidiki, N. Griechenland- Deformation und Metamorphose*. PhD thesis, Mainz, University of Johannes Gutenberg. In: *National and Kapodistrian University of Athens Geological Monographs*, 2, pp. 177.
- San Miguel, A., (1969). The aplite-pegmatite association and its petrogenetic interpretation. *Lithos*, 2, 25-37.
- Seclaman, M. and Constantinescu, E., (1972). Metasomatic origin of some micrographic intergrowths. *Amer. Min.* 57, 932-940.
- Shepherd, T., Rankin, A. and Alderton, D., (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie and Son, Glasgow
- Shepherd, T.J., (1981). Temperature-programmable, heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76, 1244-1247.
- Simpson, D.R., (1962). Graphic granite from the Ranona pegmatite district, California. *Amer. Min.* 47, 1123-1138.
- Sirbescu, M.-L.C., Nabelek, P.I., (2003). Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota - Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2443-

Smith, J.V., (1961). Explanations of strain and orientation effects in perthites. *Amer. Min.* 46, 1489-1493.

Smith, J.V., (1974b). Feldspar minerals. Vol. 2. Chemical and textural properties. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Soldatos K. and Sapountzis, E., (1975). Myrmekite of the Sithonia granodiorite. *Sci. Annals, Fac. Phys. and Mathem., Univ. Thessaloniki*, 15, 391-407.

Soldatos, K., (1962). Über die Kryptoperthitische Albit-Ausscheidung in Mikroklinperthiten. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42, 180-192.

Soldatos, K., Sapountzis, S.E., Christofides, G. and Eleftheriadis, G., (1976). Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). I. Mineralogy. *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 28, 62-98 (in Greek)

Sorby, H.C., (1858). On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Jour. Geol. Soc. London.*, 14(1), 453-500.

Sowerby, J.R., Keppler, H., (2002). The effect of fluorine, boron, and excess sodium on the critical curve in the albite-H₂O system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 32– 37.

Swanson, S.E., Fenn, P.M., (1992). The effect of F and Cl on albite crystallization: a model for granitic pegmatites? *Can. Mineral.* 30, 549– 559.

Thomas, A.V., Bray, C.J., Spooner, E.T.C., (1988). A discussion of the Jahns–Burnham proposal for the formation of zoned granitic pegmatites using solid–liquid–vapour inclusions from the Tanco pegmatite, S.E. Manitoba, Canada. *Trans. Royal Soc. Edinb.: Earth Sci.* 79, 299–315.

Thomas, R., Webster, J.D., Heinrich, W., (2000). Melt inclusions in pegmatitic quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 394– 401.

Tranos, M.D., Kiliass, A.A. and Mountrakis, D.M., (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. *Proc. 8th Cong., Geol. Soc. Greece, Patras 1992. Bull. Geol. Soc. Greece*, 33, 5-16.

Tranos, M.D., Kiliass, A.A., Mountrakis, D.M., (1993). Emplacement and Deformation of the Sithonia Granitoid Pluton (Macedonia, Hellas). *Bulletin of the Geological Society of Greece XXVIII/1*, 195-210.

Uebel, P.J., (1977). Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature. *N. Jb. Min. Abh.* 131, 83-113.

Widenfalk, L., (1969). Electronmicro-probe analyses of myrmekite plagioklases and coexisting feldspars. *Lithos*, 2, 295-309.

Μαγκανάς, Α. (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 332σ.

Μαγκανάς, Α. (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 332σ.

Μαράτος, Γ., (1973). Γεωλογία τη Ελλάδας. Τομ. Ι, Αθήνα, σ. 189.

Μέλφος, Β., (1995). Έρευνα των Βασικών και Ευγενών Μετάλλων στην Περιοδοπική Ζώνη της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή.

Μουντράκης, Δ., (1985). Γεωλογία της Ελλάδας.

Πιπερά, Κ.Κ., (2008). Χρονολόγηση Πετρογραφικών Τύπων του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας με K-Ar σε Ορυκτά. Διατριβή Ειδίκευσης.

Ρωμανίδης, Γ., (2009). Ραδιοχρονολόγηση (K-Ar σε ορυκτά) και θερμοκρονομετρία του νοτίου τμήματος του πλουτωνίτη της Σιθωνίας Χαλκιδικής (κεροστιλβικός-βιοτιτικός γρανοδιορίτης, βιοτιτικός γρανοδιορίτης)

Σαπουντζής, Η., Σολδάτος, Κ., Ελευθεριάδης, Γ. και Χριστοφίδης, Γ., (1976). Συμβολή εις την μελέτη του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. II. Πετρογραφία-Πετρογένεση. *Ann. Geol. Pays. Hell.* 28, 98-134.

Σαπουντζής, Η., Σολδάτος, Κ., Ελευθεριάδης, Γ. και Χριστοφίδης, Γ., (1979). Συμβολή εις την μελέτη του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. *Ann. Geol. Pays. Hell.* 30, 421-430.

Τσιλιμπάρη, Μ., (1988). Πετρολογία και Ορυκτολογία των Πηγματιτών του Πλουτωνίτη της Σιθωνίας. Διπλωματική Εργασία.

Τσιλιμπάρη, Μ., Ελευθεριάδης, Γ., (1989). Συμβολή στη μελέτη πηγματιτικών φλεβών του πλουτωνίτη της Σιθωνίας. *Annales Géologiques des pays Helléniques*, 34, 137-148.